

GEOMORPHOLOGISCHE
UND
LIMNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
AM OESCHINENSEE

INAUGURALDISSERTATION
der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Bern zur Erlangung der Doktorwürde vorgelegt von

MARKUS NIKLAUS
von Zauggenried

Von der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag von
Herrn Prof. Dr. F. Gygax angenommen
Bern, den 18. Mai 1966 Der Dekan: Prof. Dr. W. Nabholz

Mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomini der Schweizerischen
Naturforschenden Gesellschaft gedruckt

Erscheint als Nr. 14 der «Beiträge zur Geologie der Schweiz—Hydrologie»
Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und der
Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern

Ott Verlag + Buchdruckerei Thun—1967

INAUGURALDISSERTATION VON MARKUS NIKLAUS

GEOMORPHOLOGISCHE
UND
LIMNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
AM OESCHINENSEE



GEOMORPHOLOGISCHE
UND
LIMNOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
AM OESCHINENSEE

INAUGURALDISSERTATION

der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Bern zur Erlangung der Doktorwürde vorgelegt von

MARKUS NIKLAUS
von Zauggenried

Von der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag von
Herrn Prof. Dr. F. Gyax angenommen

Bern, den 18. Mai 1966 Der Dekan: Prof. Dr. W. Nabholz

Mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen
Naturforschenden Gesellschaft gedruckt

Erscheint als Nr. 14 der «Beiträge zur Geologie der Schweiz—Hydrologie»
Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und der
Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly & Frey, Bern

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. F. Gygax. Für seine wertvollen Ratschläge und namentlich für seine stete Hilfe zur Überwindung von vielen Schwierigkeiten verschiedener Art möchte ich ihm herzlich danken. Dank gebührt auch Herrn Dr. P. Nydegger, der mir fachlich reichhaltige Anregungen bot.

Zu großem Dank bin ich folgenden Institutionen verpflichtet, die mir Beiträge an die Druckkosten gewährt haben:

- Hydrologische Kommission der SNG
- Schweizerische Geotechnische Kommission der SNG
- Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der SNG
- Bernische Kraftwerke AG
- Sesselbahn Kandersteg-Oeschinen AG

Ferner möchte ich an dieser Stelle allen, die mir bei meinen Untersuchungen geholfen haben, meinen besten Dank aussprechen. Dieser Dank gilt namentlich folgenden Herren:

- H. Kohler, Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, Bern
- Dr. H. Zschaler und Dr. W. Nef, Kant. Gewässerschutzlabor, Bern
- Prof. T. Hügi und Dr. T. Peters, Mineralogisches Institut der Universität Bern
- J. Denzler, P. Witzler und M. Holzer, Eidg. Landestopographie, Bern
- Dr. F. Mäder und W. Dettwiler, Eidg. Amt für Maß und Gewicht, Bern
- Dr. U. Gasser, Geologisches Institut der Universität Bern
- H. Leupin und M. Zurbuchen, Vermessungen und Photogrammetrie, Bern
- Dr. Roth, Fischereiinspektor des Kantons Bern
- H. Rohner, Techniker, Bern
- R. Minder, Photograph, Zollikofen
- Ing. Hartmann, Direktor der Bauabteilung der BKW AG, Bern.

Dank schulde ich auch der Direktion der Sesselbahn Kandersteg-Oeschinen AG, ferner den Herren H. Trog, Adolf Ogi, David Wandfluh und H. Müller, Kandersteg. Besonders erwähnt sei Herr Gwer Wandfluh, der mir durch all die Jahre hindurch seine Ruderboote stets in großzügiger Weise für meine Meßarbeiten zur Verfügung stellte. Schließlich möchte ich all meinen Begleitern im Felde, namentlich meinem Schwager Martin Schürch und meinem Bruder Hans Niklaus, für ihre unschätzbaren Dienste herzlich danken.

Ganz besonderer Dank gilt meiner Frau für ihre unermüdliche, immerwährende Anteilnahme an meiner Arbeit, für ihr großes Verständnis und ihre Mithilfe bei der Korrektur und Reinschrift des Manuskriptes. Ihr sei diese Arbeit gewidmet.

Sämtliche Abbildungen, die keinen Vermerk tragen, stammen vom Verfasser. Die Reinzeichnung der Figuren besorgte dieser selber.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546623_0058

INHALTSVERZEICHNIS

Ziel und Umfang der Untersuchungen

1. Einleitung	10
2. Was ist Limnologie?	10
3. Zur Geomorphologie	11

I. Geographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet

A. Lage des Oeschinensees	12
B. Geologie und Tektonik	13
C. Morphometrie des Einzugsgebietes	14
D. Zur Talgeschichte	15
E. Der Oeschinensee im Interesse des Menschen	17
1. Eigentumsverhältnisse am Oeschinensee	17
2. Die Sonderstellung des Oeschinensees als Gebirgssee	18
3. Fremdenverkehr am Oeschinensee	20
4. Energie- und wasserwirtschaftliche Nutzung des Oeschinenseewassers	20
5. Die fischereiwirtschaftliche Bedeutung des Oeschinensees	21
a) Geschichtliches	21
b) Über den Einsatz von Jungfischen in den Oeschinensee	22
c) Erhebungen über den Fangertag	23

II. Hydrologie

A. Seespiegelschwankungen	25
1. Pegelbeobachtungen	25
2. Ergebnisse der 35jährigen Meßperiode (1931–1965)	28
3. Erkennbare Gesetzmäßigkeiten	30
4. Berechnung des Abflusses aus dem Oeschinensee auf Grund der Seespiegelschwankungen	32
a) Berechnung des Abflusses auf Grund der Seespiegelabsenkung im Winterhalbjahr	32
b) Berechnung des Abflusses auf Grund des Seeaufstaus im Sommerhalbjahr	32
5. Zusammenhang zwischen den Seespiegellhöhen und Klimafaktoren	33
6. Höchste Wasserstände im 19. und 20. Jahrhundert	34
B. Hydrologisches Regime des Oeschinensees	34
1. Die Jahresabflußmenge aus dem Oeschinensee	34
2. Durchflutung	36
3. Unterirdischer Abfluß des Oeschinensees – Quellen des Oeschinenbaches	36
4. Zuflüsse des Oeschinensees	39
5. Der Niederschlag auf den Oeschinensee	39
6. Die Verdunstung	40
7. Die hydrologische Bilanz	40
C. Die Gletscher im Einzugsgebiet des Oeschinensees	41
1. Vergletscherung	41
2. Gletscherschwankungen	42

III. Morphologie des Oeschinensees

A. Einleitung	45
B. Morphometrie	45
1. Die Aufnahme des Sees und die Zeichnung der Karte	45
a) Aufnahme des Ufers	45
b) Auslotung des Sees	45
c) Zeichnung der Seegrundaufnahme	47
2. Die morphometrischen Werte des Oeschinensees	47
C. Zur Verlandung des Oeschinensees	49
1. Bestimmung der Volumenabnahme durch Vergleich der Seegrundaufnahmen von 1901 und 1962	49
2. Berechnung der Lebensdauer	51
3. Untersuchungen am Berglibachdelta	51
4. Die Seegrunderhöhung	53
D. Untersuchungen über die rezente Sedimentation im Oeschinensee	54
1. Einleitung	54
2. Messung der jährlichen Sedimentation mit Hilfe von Sedimentationseimern	54
a) Meßmethodik	54
b) Bestimmung der Sedimentationshöhe	58
c) Diskussion der Ergebnisse	58
d) Vergleich mit Sedimentationsmessungen aus anderen Seen	60
3. Untersuchungen des Seegrundes mittels Schlammlot	62
a) Probeentnahme	62
b) Untersuchung der Bohrprofile	63
c) Vorläufige Ergebnisse und Ausblick	64
4. Der Schwebestoffhaushalt des Oeschinensees	67
a) Meßmethoden	67
b) Zur Berechnung des Schwebestoffinhaltes	68
c) Zur Verteilung der Schwebestoffe im Oeschinensee	68
d) Schwebestoffbestimmungen an Zuflüssen und Abflüssen des Oeschinensees	71
e) Zur Frage der Einschichtung und Verbreitung der Schwebestoffe im See	72
5. Physikalische und chemische Untersuchungen der Sedimente	72
a) Bestimmung des spezifischen Gewichtes	72
b) Korngrößenanalysen	73
aa) Siebanalyse	73
bb) Analysen mit der Sedimentationswaage	74
c) Chemische Analysen der Sedimente	75
aa) Qualitative Analyse der Tonfraktion	75
bb) Quantitative Analysen	75
d) Diskussion der Ergebnisse	75
E. Rückschlüsse auf das Größenmaß der Abtragung im Einzugsgebiet des Oeschinensees	77
1. Einleitung	77
2. Der Oeschinensee als Erosionsbasis	77
Schlußfolgerungen	79
3. Diskussion der Ergebnisse	80
F. Zur Morphogenese des Oeschinensees	81
1. Die prähistorischen Bergstürze von Kandersteg	81
2. Der Bergsturz am Oeschinensee	82
3. Das Alter des Oeschinensees	83

IV. Hydrophysik

A. Thermik	84
1. Einleitung	84

2. Meßtechnik und Instrumente	84
a) Meßvorgang	84
b) Beschreibung des elektrischen Thermoelementes	84
3. Der jahreszeitliche Temperaturverlauf im Oeschinensee	86
a) Allgemeines	86
b) Klimatische Größen	86
c) Der Temperaturverlauf während des Sommers in den Jahren 1960–1965	88
d) Die Vereisung des Oeschinensees	90
e) Temperaturlotungen unter dem Eise	92
4. Charakteristische Merkmale des Temperaturverlaufes im Sommer	93
5. Der tägliche Temperaturgang im Oeschinensee	94
a) In horizontaler Verteilung	94
b) In vertikaler Richtung	95
6. Der Gang der Tiefentemperaturen im Oeschinensee	96
7. Zur Frage der Einschichtung der Zuflüsse in den See	96
8. Zusammenfassende Ergebnisse	97
 B. Optik	98
1. Einleitung	98
2. Meßmethodik	99
a) Beschreibung des Meßinstrumentes	99
b) Beschreibung des Meßvorganges	100
c) Das Filterproblem	100
d) Reduktion der Transmissionswerte auf einheitliche Einstrahlungsverhältnisse	102
3. Meßergebnisse	102
a) Lichtdurchlässigkeit oder Transmission	102
b) Das Unterlicht und die Entstehung der wahren Farbe	103
c) Sichttiefe und Schwebestoffmenge	104
 V. Hydrochemie	105
A. Einleitung	105
B. Untersuchungsmethodik	105
1. Die Probeentnahme	105
2. Zur Sauerstoffbestimmung	106
3. Chemische Analysen	106
C. Diskussion der Ergebnisse	106
1. Die Sauerstoffverhältnisse	106
2. Nitrat und Phosphat	106
3. Der Kaliumpermanganatverbrauch	107
4. Härtebestimmungen	108
a) Karbonathärte	108
b) Gesamthärte	108
c) Chlorid	108
 Zusammenfassung	110
 Literaturverzeichnis	114
 Lebenslauf	116

ZIEL UND UMFANG DER UNTERSUCHUNGEN

1. Einleitung

Im Frühjahr 1960 begann ich mit meinen Messungen am Oeschinensee (1579 m ü.M.). Bis Ende 1965 besuchte ich den Gebirgssee im Sommerhalbjahr durchschnittlich jeden Monat einmal, im Winterhalbjahr ein- bis zweimal. Längere Militärdienste sowie meine Berufstätigkeit wirkten sich auf die Arbeit verzögernd aus. Gerne hätte ich über eine kürzere Zeit eine dichtere Meßreihe aufgenommen.

Ursprünglich beabsichtigte ich, in meiner Arbeit eine vergleichende limnologische Untersuchung an natürlichen Gebirgsseen in unterschiedlichen Höhenlagen durchzuführen. Bei der Wahl geeigneter Seen stieß ich jedoch auf erhebliche Schwierigkeiten: Am 12. März 1961 besuchte ich den Daubensee (2205 m ü.M.) am Gemmiweg. Bei der tiefsten Stelle des Seebeckens fand ich unter einer zwei Meter mächtigen Schneedecke eine Eisschicht von 30 cm Dicke, die unmittelbar auf dem Seegrund auflag. Eigentliches Seewasser war zu dieser Jahreszeit nicht mehr vorhanden. Der See wurde also im Winterhalbjahr unterirdisch entwässert. Am 14. August 1960 verzeichnete er noch einen normalen Wasserstand. Die Temperatur des Oberflächenwassers betrug 9° C, die der Luft 8° C. Ferner maß ich eine Sichttiefe von nur 25 cm (!). Die Seefarbe war bräunlichgrau.

Auf der Höhenstufe von ungefähr 1000 m ü.M. erwies sich ebenfalls kein natürlicher See als zweckdienlich für meine Untersuchungen. Der Schwarzsee (1046 m ü.M.), im Einzugsgebiet der warmen Sense, konnte infolge seiner geringen Tiefe (10 m) und aus verschiedenen anderen Gründen nicht in Frage kommen.

Im ganzen Gebiet der Alpennordseite der Schweiz ließ sich auf den wünschbaren Höhenstufen von ungefähr 1000 m und 2000 m ü.M. kein natürlicher Gebirgssee in der Größe des Oeschinensees finden. Da jedoch über Gebirgsseen in der Schweiz noch verhältnismäßig wenig Untersuchungen vorliegen, hielten wir es dennoch für wertvoll, die einmal begonnene Arbeit am Oeschinensee weiterzuführen und auf diesen zu beschränken. Meine Arbeit erhielt somit zwangsweise einen monographischen Charakter.

2. Was ist Limnologie?

Meistens wird Limnologie mit Seenkunde oder allgemeiner mit Binnengewässerkunde übersetzt (F.A. FOREL 1901 und F. RUTTNER 1962).

A. THIENEMANN 1925 sagt: «Das Gewässer mit seiner Lebenserfüllung stellt eine limnologische Einheit höchster Ordnung dar, eine Einheit, die sich in der Wechselwirkung von Biotop (Lebensraum) und Biocönose (Lebensgemeinschaft) ausspricht. So ist Limnologie in höchstem Sinne keine Physiographie und keine Hydrobiologie des Süßwassers, sondern der Zusammenschluß beider zur Einheit.» Die physiographischen und biologischen Studien müssen sich gegenseitig ergänzen.

Leider war ich gezwungen, die biologische Seite in meinen Untersuchungen wegzulassen. In der Absicht, eine möglichst vollständige Monographie über den Oeschinensee zu verfassen, mußte ich somit einen bedeutenden Abstrich tun. Umfassende biologische Studien hätten aber den Rahmen der vorliegenden Arbeit bei weitem gesprengt. Wie W. OHLE 1934 darf ich dazu bemerken, daß immerhin spätere biologische Untersuchungen an die Ergebnisse einer früheren physiographischen Studie angeschlossen werden können. Nach seiner Meinung sollte zuerst der Lebensraum als solcher erfaßt werden, um hierauf zu untersuchen, was in diesem biologisch geschieht. Zudem möchte ich hier auf die Dissertation von W. SCHMASSMANN «Die Bod fauna hochalpiner Seen» (1920) hinweisen, in welcher der Oeschinensee neben anderen erfaßt wird. Aus dieser Studie geht hervor, daß der Oeschinensee keine reichhaltige Fauna aufweist. H. BACHMANN (1927) hat am 27. Juli 1909 bei einem Planktonzug im Oeschinensee, wie er schreibt, kein Phytoplankton entnehmen können. Am 4. August 1965 habe ich immerhin in einer Wasserprobe aus 7 m Tiefe eine starke Verbreitung von *Ceratium hirundinella* gefunden. Ferner möchte ich auf die fischereiwirtschaftliche Bedeutung des Oeschinensees verweisen. Die biologische Seite verdient trotz der zu erwartenden ausgeprägten Oligotrophie des Oeschinensees ihre Beachtung. Zu einem späteren Zeitpunkt möchte ich ihr meine besondere Aufmerksamkeit schenken.

Schließlich bleibt mir noch zu erwähnen, daß ich durch verschiedene chemische Analysen des Seewassers aus unterschiedlichen Tiefen einen Einblick in die Produktionsverhältnisse gewinnen konnte und dadurch den Oeschinensee trotzdem mehr oder weniger als Ganzes, als Lebensraum zu erfassen vermochte. Die neuere limnologische Forschung hat zudem gezeigt, daß für das Erkennen des Trophiezustandes eines Gewässers gerade auch die optischen Eigenschaften wie Farbe, Transparenz und Lichtdurchlässigkeit bedeutende Anhaltspunkte liefern können.

3. Zur Geomorphologie

Die Fragen nach der Genesis des Sees und nach der geologischen Geschichte seiner Wanne führten mich zwangsläufig in beschränktem Maße in das Gebiet der Geomorphologie. Physikalische, chemische und mineralogische Untersuchungen des gegenwärtigen Seebodens sowie morphometrische Studien (eine topographische Seegrundaufnahme und deren Vergleich mit einer früheren), Messungen der Schwebestoffführung und der rezenten Sedimentation im See usw. ließen mich Rückschlüsse auf die Abtragungsvorgänge im Einzugsgebiet des Oeschinensees ziehen. Infolge relativ großer Vergletscherung im Einzugsgebiet leiteten hydrologische Fragestellungen über in die Glaziologie. Weil all die erwähnten Fragen Gegenstand einer gesonderten Arbeit hätten ergeben können, mußte ich mich hier auf das Wichtigste beschränken. Die Untersuchungen erheben keinen Anspruch auf Vollständigkeit und können daher nur bescheidene Beiträge zur Gegenwartsgeologie des betreffenden Gebietes liefern.

I. GEOGRAPHISCHE ÜBERSICHT ÜBER DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

A. Lage des Oeschinensees

Kartenmaterial:

- Neue Landeskarte der Schweiz 1:50 000
Blatt 263 Wildstrubel und Blatt 264 Jungfrau
- Übersichtsplan 1:10 000 (unveröffentlicht)
488 C Blätter I–IV.

Bei Kandersteg mündet von Osten her das kurze, ungefähr 5 km lange Oeschinental als Seitental ins Süd-Nord verlaufende Haupttal der Kander. GROLL (1905) sagt, daß das Oeschinental im Streichen der Schichten liege, also als Längstal ausgebildet sei. Damit stimmen die Beobachtungen im Felde nicht ganz überein. Am Südufer des Oeschinensees sowie an den Felswänden des Nordostufers verläuft das Streichen ziemlich genau SW–NE, und das Fallen der Schichten beträgt rund 50° NW. Dieser Schichtverlauf läßt sich zudem deutlich in der großen Abrißnische des gewaltigen Bergsturzes am Fisistock sowie in derjenigen des kleineren am Oeschinensee auf der südlichen Talseite erkennen. Das Oeschinental ist aber auch kein eigentliches Quertal wie zum Beispiel das zu ihm im Süden annähernd parallel verlaufende Gasterntal. Das Oeschinental ist also weder ein ausgesprochenes Längs- noch Quertal. Es beginnt in einem auffallend großen und tiefen Talkessel, in einem einzigartigen Felsenzirkus, in welchem der Oeschinensee eingebettet liegt. Von Kandersteg aus kann man diese Talweitung nicht recht erkennen. Der Einblick in diese wird durch eine auffallende natürliche Talsperre beim Staubbach im Oeschinental verwehrt (Abbildung 1).

Das Oeschinental ist heute mit mächtigen Bergsturzmassen angefüllt, die auf den gut sichtbaren und auffallenden Gleitflächen des südlichen Talhanges in nördlicher bis nordwestlicher Richtung niedergingen (Abbildung 2). Die prähistorischen Bergstürze von Kandersteg sind von V. TURNAU 1906 untersucht und beschrieben worden. Auf seine Ergebnisse werde ich später zurückkommen. Der Oeschinensee verdankt seine Entstehung diesem Bergsturz und ist somit ein typischer Bergsturzsee ohne oberirdischen Abfluß. Das Einzugsgebiet des Oeschinensees ist ein im Durchmesser ungefähr 5 km messender und nur nach Westen geöffneter Gebirgskessel. Seine Oberfläche mißt 22 km² und ist heute zu 31,6% vergletschert. Die nördliche Begrenzung bildet der halbbogenförmige Gebirgsgrat mit der Birre (2502,3 m), im Westen beginnend, dann Zahlershorn (2743,4 m), Lägigrat (2723 m), Oeschinengrat mit den Gipfeln Dündenhorn (2861,9 m), Bundstock (2758 m) und Schwarzhorn (2786,1 m), Hohtürli-Paß (2704 m) und Wilde Frau (3259,6 m). Die süd-



Abb. 1 Blick von Kandersteg ins Oeschinental. Rechts von der Straße das Bachbett des Oeschinenbaches. Die Bergsturздепонien verwehren den Einblick in den Talkessel, in welchem der Oeschinensee liegt. Am Talhang rechts erkennt man die Abrißnische des Bergsturzes. Der bewaldete Hügel links, das «Oeschinenholz», besteht zur Hauptsache aus Bergsturzschant. Im Hintergrund sieht man die felsigen Zacken des Rothorns, in der Mitte das Blümlisalphorn und rechts das Oeschinenhorn.



Abb. 2 Blick von der Bergstation der Sesselbahn Richtung Osten. Hinter dem Waldsaum im Mittelgrund befindet sich der Oeschinensee, etwa 80 m tiefer im Talkessel eingebettet. a Hohtürli, b Wilde Frau, c Stock, d Rothorn, e Blümlisalphorn, f Oeschinenhorn, g Fründenhorn, h Doldenhorn (nicht sichtbar); i bis m Gletscher: i Blümlisalp-, k Vorderer Blümlisalp-, l Oeschinen-, m Fründen-Gl. (Doldenhorn-Gl. nicht sichtbar), n Läterfluh, o Abrißnische und Gleitflächen des Bergsturzes am Oeschinensee.

liche Gebirgsumrahmung wird gegeben durch die Berner Hochalpengipfel der Blümlisalpgruppe: Weiße Frau (3654 m), Blümlisalphorn (3664 m), Oeschinenhorn (3486 m), Fründenhorn (3368,7 m) und Doldenhorn (3643 m) (Abbildung 2).

B. Geologie und Tektonik

Kartenmaterial:

Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Spezialkarte 98, Blümlisalpgruppe 1:25 000, aufgenommen von J. KREBS 1917–1919.

Ich verweise hier auf die Publikationen von J. KREBS (1925) sowie auf diejenigen von H. ADRIAN (1915) und kann mich deshalb kurz fassen. Tektonisch gesehen liegt das Einzugsgebiet des Oeschinensees in den helvetischen Decken, zur Hauptsache in der Doldenhorndecke, welche SE des Sees das Hochgebirge mit der Doldenhorn- und Blümlisalpgruppe aufbaut. Blickt man von den Gipfelpartien, die durchwegs aus Malm (Hochgebirgskalk) bestehen, nach Süden über die steilen, schroffen und schwer zugänglichen Wände hinunter ins tiefliegende Gasterntal, so kann man Dogger als Liegendes des Malms erkennen, und man könnte meinen, daß hier die Schichtserie autochthon sei, da ja unten im Tal der Gasterngranit ansteht. Der Schichtverlauf in dieser Südwand wurde durch die Geologen A. TROESCH, A. BUXTORF, E. TRUNINGER und J. KREBS geklärt. Unter den Doggerschichten liegt wieder Malm (infolge Verfaltung), der wiederum von Dogger unterlagert wird. Erst unter diesem Dogger folgt Lias und darunter (weiter am Tschingelpaß) die Trias.

An autochthonen Sedimenten ist im Gasterntal nur ein dünnes Malmband vorhanden, welches die Gesteine der Blümlisalpgruppe vom Gasterngranit trennt. Doldenhorn und Blümlisalp müssen also als überschoben, eben als Decke, aufgefaßt werden.

In der ganzen Doldenhorn- und Blümlisalpgruppe sind die Schichten nach Nordwesten geneigt, und zwar fallen diese stärker als das Gehänge. Es darf also nicht verwundern, daß man beim Abstieg von den Gipfeln in die Tiefe gegen den Oeschinensee hinunter vom Älteren ins Jüngere kommt. So bestehen die Felswände rund um den Oeschinensee zum größten Teil aus Oehrlikalk der Kreideformation.

Beim Aufstieg auf der Nordseite des Oeschinensees gelangen wir nun normal vom Älteren ins Jüngere. Entlang des Hohtürliweges läßt sich die Schichtserie gut verfolgen. Auf dem Oberen Bergli (auf älteren Karten findet man den Namen Ober Oeschinen), auf rund 2000 m, gelangen wir in die Diableretsdecke, die hier weniger mächtig über der Doldenhorndecke liegt (etwa 150–200 m) als im Westen, wo sie die Birre über eine Höhenstufe von rund 600 m fast bis zum Gipfel hinauf aufbaut. Auch diese Decke liegt hier normal und fällt in Richtung NW.

Die Gratregion, welche das Einzugsgebiet des Oeschinensees im Norden begrenzt, besteht aus der Wildhorndecke. Die Verhältnisse sind hier komplizierter. Die Schichten liegen zum größten Teil verkehrt. So liegt beim Bundstock (2758 m) zuoberst der Lias, darunter folgt Dogger, Malm und Kreide. Beim Dündenhorn (2862 m) besteht der Gipfel aus Malm, darunter folgen Dogger und wiederum Malm mit eingefalteten Doggerpartien und erst hierauf die Kreideformation. Ein Tertiärband trennt die Wildhorndecke eindeutig von der Diableretsdecke und gehört selber zur letzteren. Es ist interessant festzustellen, daß die schiefrige Fazies der Tertiärformationen die Zonen der Alpweiden nördlich des Oeschinensees bilden, so das Tertiär der Doldenhorndecke den Heuberg und das Obere Bergli, das Tertiär der Diableretsdecke das von Westen nach Osten leicht ansteigende, sich über mehr als 5 km hinziehende Band des Schafberges und Schaflägers. Die Taveyannasandsteinschichten der Diableretsdecke dagegen prägen schroffe Felsbänder.

C. Morphometrie des Einzugsgebietes

Tabelle 1

Höhenstufen m über Meer	Fläche km ²	Anteil %	oberhalb	km ²	Anteil %
1523-1600	1,476	6,71	1523	22,000	100
1600-1700	0,657	3,00	1600	20,523	93,29
1700-1800	0,601	2,73	1700	19,867	90,29
1800-1900	0,763	3,47	1800	19,266	87,56
1900-2000	0,810	3,68	1900	18,503	84,09
2000-2100	0,928	4,22	2000	17,693	80,41
2100-2200	1,103	5,01	2100	16,765	76,19
2200-2300	1,322	6,01	2200	15,662	71,18
2300-2400	1,863	8,48	2300	14,340	65,17
2400-2500	1,539	7,0	2400	12,477	56,69
2500-2600	1,760	8,0	2500	10,938	49,69
2600-2700	1,589	7,21	2600	9,178	41,69
2700-2800	1,325	6,03	2700	7,589	34,48
2800-2900	1,286	5,84	2800	6,264	28,45
2900-3000	1,160	5,27	2900	4,978	22,61
3000-3100	1,164	5,29	3000	3,818	17,34
3100-3200	1,149	5,22	3100	2,654	12,05
3200-3300	0,562	2,55	3200	1,505	6,83
3300-3400	0,429	1,95	3300	0,943	4,28
3400-3500	0,313	1,42	3400	0,514	2,33
3500-3600	0,161	0,73	3500	0,201	0,91
3600-3664	0,040	0,18	3600	0,040	0,18

Höchster Punkt: Blümlisalhorn 3664 m. Tiefster Punkt: Seemitte Oeschinensee 1523 m. Mittlere Höhe: 2476 m.

Als Grundlage für die Morphometrie des Einzugsgebietes diente mir der Übersichtsplan 1:10000, eine äußerst genaue Karte mit Isohypsen von 10 m Äquidistanz (!). Planimetrisch bestimmte ich die Flächenanteile zwischen den 100 m-Höhenkurven (Tabelle 1). Aus dem Verlauf der hypsographischen Kurve (Figur 1) lassen sich mit Sicherheit vier charakteristische Teilstücke erkennen:

- 1523-1600 m. Hier läßt die Kurve die Zone der Aufschüttung im eigentlichen Seebecken erkennen (vgl. hierzu auch die hypsographische Kurve des Oeschinensees, Figur 9).
- 1600-2300 m. Hier verläuft die Kurve über eine Höhendifferenz von 700 m ziemlich steil, anfänglich mehr, dann immer weniger. Auf die Morphologie des Geländes übertragen, erkennen wir darin die relativ steile Felsumrahmung des Sees auf drei Seiten. Vor allem wirkt sich hier die über 400 m hohe, fast senkrechte Wand der Lasterfluh aus, welche unmittelbar am Ostufer aus dem See ansteigt. Dem Betrachter hinterläßt sie einen überwältigenden Eindruck, besonders wenn er sich mit einem Boot nahe an die «Fluh» begibt.
- 2300-3200 m. Die Neigung der Kurve in diesem Bereich ist relativ gering und der Flächenanteil deshalb groß: 58,4% des gesamten Einzugsgebietes liegen in dieser Zone. Hier bewirken die Karmulden der fünf Gletscher die bedeutende Verflachung. Die mittlere Höhenlage der Gletscherzungen beträgt

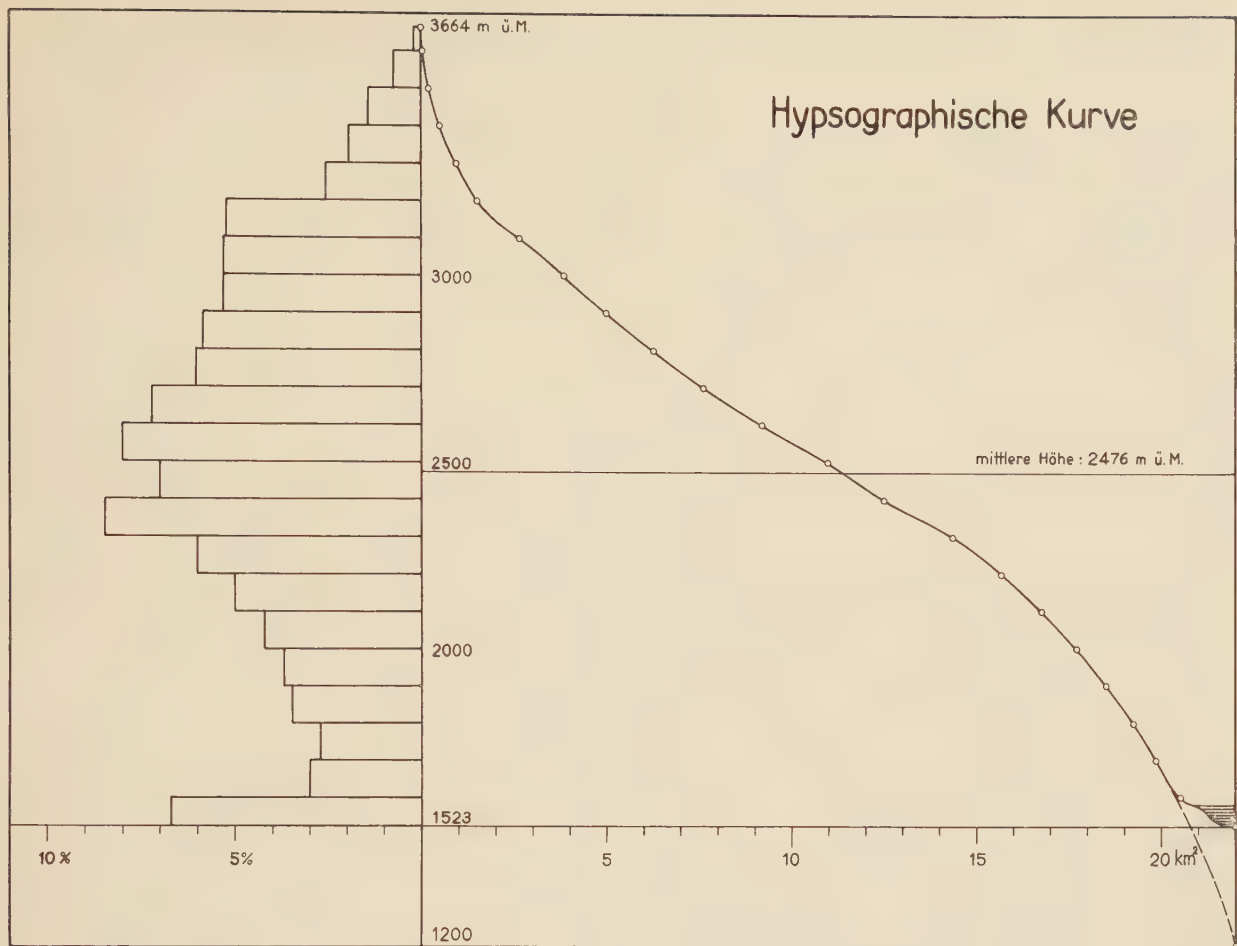


Fig. 1. Hypsographische Kurve des Einzugsgebietes des Oeschinensees. Links: Flächenzuwachs in % pro 100 m Höhenabstand.

2340 m. Von 2700 m an verläuft die Kurve etwas steiler. Daraus dürfen wir aber noch keine Gehängeverteilung folgern. Auf dieser Höhenlage beginnt die nördliche Umrahmung des Einzugsgebietes aufzuhören.

Zu bemerken wäre noch die besondere Verflachung in der Höhenstufe 2300–2400 m. Im Gelände ist dies das Gebiet des Schafberges und Schafjägers, wo der Talkessel in nördlicher Richtung eine deutliche Ausweitung erfährt.

- d) 3200–3664 m. Von 3200 m an steigt die Kurve sehr steil an. Darin wirkt sich nicht etwa nur allein die natürliche Abnahme der Flächen infolge des randlichen Austreichens der höheren Isohypsen aus. Wir erkennen hierin eindeutig die schroffen Grat- und Gipfelpartien der Blümlisalpgruppe in der südlichen Gebirgsumrahmung des Einzugsgebietes.

D. Zur Talgeschichte

Ich möchte den Veranschaulichungswert der hypsographischen Kurve nicht überschätzen, zumal solche Kurven von verschiedensten Gebieten einander verdächtig ähnlich sind. Sie idealisieren die wirklichen Verhältnisse eines Gebietes und geben uns keinen Aufschluß über die wirklichen Böschungsverhältnisse. Im vorliegenden Beispiel aber führte mich die hypsographische Kurve auf ungeahnte Entdeckungen, indem gerade ihr genereller Verlauf unter der Höhenlage des Oeschinensees hypothetisch weiter verfolgt werden kann. Man erkennt gewissermaßen das Maß der Talauffüllung im Bereiche des Oeschinensees. Ich berechnete diese Masse zu 227 Mio m³. Welcher Anteil geht nun auf das Konto der Bergstürze, die den See aufgestaut haben, und welcher auf die seitherige Auffüllung durch erosiv bedingte Alluvionen? Wir werden später auf diese Frage zurückkommen und erkennen, daß von ihrer Beantwortung die Datierung der Bergstürze und damit

die der Entstehung des Oeschinensees abhängen. Ferner müßte ein ehemaliger Talboden in der Gegend des Sees eine Minimalhöhe von ungefähr 1200 m aufgewiesen haben. Damit kämen wir ungefähr auf dieselbe Höhe des benachbarten Gasterntales, dessen anstehender Talboden heute genau bekannt ist. Bei der Projektierung des Lötschbergtunnels schätzte man die Mächtigkeit der im Gasterntal liegenden Alluvionen auf 60–70 m und glaubte deshalb, das Tal in einer Tiefe von 180 m unter der Sohle unterfahren zu können. Die Unkenntnis der Tiefe des Gasterntales führte am 24. Juli 1908 zur Einsturzkatastrophe, bei der 25 Tunnelarbeiter ums Leben kamen. Wasser und ein rufenartiger Geschiebeteig brachen in die bis 2,675 km vorangetriebenen Tunnelröhre ein und füllten diese auf einer Länge von 1800 m aus. Im Gasterntal entstand ein Einsturztrichter (HEIM 1908).

Heute wissen wir, daß der anstehende Fels 220 m unter der Talsohle (1390 m) liegt. Der eigentliche Talboden im Gasterntal hat also eine Höhe von 1170 m (FISCH und MÜNGER 1935).

Die Kenntnis der Tiefe der Alpentäler ist in neuerer Zeit stark erweitert und in doppeltem Sinne vertieft worden. Eine Tiefbohrung im Urner Loch hat ergeben, daß hier das Urserental bis zu 250 m verschüttet liegt. Der Gotthardtunnel unterfährt an der genannten Stelle das Tal in einer Tiefe von bloß 40 m im anstehenden Felsen! (v. KLEBELSBERG 1949).

Es stellt sich hier die wichtige Frage, wie diese tiefen Täler entstehen können. Glaziologen wie R. v. KLEBELSBERG ziehen zur Erklärung die Glazialerosion herbei und führen die Tiefe, wie im Beispiel des Gasterntales, auf eine Auskolkung durch Gletscher zurück; eine Verengung talauswärts wie bei der Klus des Gasterntales oder eine Felsschwelle beim Becken von Innertkirchen werden durch härteres, dem Gletscher mehr Widerstand bietendes Gestein erklärt, über welches er stellenweise aufwärts hinweggeflossen sei. Ebenso will ja auch der große Geomorphologe A. PENCK die Tiefe der alpinen Randseen glazial bedingt erklären.

Albert HEIM, der gegen eine starke Glazialerosion war, bestritt energisch eine Übertiefung des Gasterntales durch den Gletscher (1908): «Der Gletscher soll die Talmulde bei Frutigen, bei Kandersteg, im Gasterntal ausgehobelt haben? Warum hat er nicht auch die Klus zum Becken erweitert, da er dort doch keine härteren Gesteine vorfand und noch länger und in größerer Mächtigkeit dort gearbeitet hat als am Thunersee und bei Frutigen und Kandersteg.»

Er erkannte auch als erster, daß die Klus des Gasterntales mit Bergsturzmateriel angefüllt und nicht durch eine Felsschwelle bedingt ist. Ferner zeigte er, daß die Kander vom «Brandhubel» (etwa 1500 m) im Gasterntal an bis zum Gips im Einschnitt am Strättlignhügel bei etwa 580 m nirgends mehr auf anstehendem Gestein fließt. Der Talboden von Kandersteg sowie der Gasternboden sind durch mächtige Schuttsperren abgeriegelt worden, und zwar vorwiegend durch Bergsturzmateriel. Die flachen Talböden dahinter entstanden durch Sand- und Kiesaufschüttungen durch die Kander. Zeitweilig bildeten sich Seen. Er schätzte, daß der anstehende Talboden unter Kandersteg 150–200 m tief liege.

Übrigens bestand das eingebrochene Materiel im Tunnel vor allem aus Flußsand und Flußkies und nicht aus Moräne.

A. HEIM stellte weiter die Theorie vom «Rücksinken der Alpen» um 200 bis 300 m nach der Haupttalbildung auf. Darnach verloren die Täler ihr Gefälle, und die Flüsse gingen vom Einschneiden zum Aufschütten über. So will er auch die Entstehung der großen Seen erklären. Diese Einsenkung mit ihrer Rückstauung muß am Ende der großen Zwischeneiszeit Mindel–Riß stattgefunden haben. Die Tiefen des Gasterntales und Oeschinentales lassen in uns noch eine andere Vermutung aufkommen. Sind diese Täler, wie viele andere in den Alpen, nur durch Erosion entstanden? Können wir sie nicht auch bruchtektonisch erklären? Jedenfalls drängt sich diese Frage beim Betrachten des tiefen Talkessels, in dem der Oeschinensee liegt, geradezu auf.

In der schon erwähnten Lasterfluh auf der Ostseite des Sees erkennen wir deutlich ein mächtiges Kluftsystem (Abbildung 3). Ungefähr 1 km nördlich davon, auf dem Oberen Bergli, finden wir ebenfalls ein solches System, dessen Kluftlinien annähernd parallel zum ersteren verlaufen. Westlich des Berglibaches setzen sich diese Linien fort und haben zum Teil die Ausbildung der Wildbachrinnen vorgezeichnet.

Eine neue tektonische Kartierung des Geländes rund um den Oeschinensee wäre nötig, um weitere Schlüsse ziehen zu können. Wir vermuten, daß sich im Talkessel des Oeschinensees Kluftlinien kreuzen, wodurch eine Schwächezone zustande kam. In dieser wurde das Gestein stark aufgelockert und dadurch erosionsanfälliger. Die Erosionstätigkeit der Flüsse und vor allem der Gletscher bestand vorwiegend in einem Ausräumen dieses zerrütteten Gesteins, und weniger in einem Einschneiden und Hobeln. Zu Beginn der Postglazialzeit befanden sich die Talwände in labilem Zustand, und es erfolgten Bergstürze. Wahrscheinlich lag im übertieften Talkessel noch während längerer Zeit ein mächtiger Toteiskörper, der eine völlige Zuschüttung verwehrte.

Zusammengefaßt darf mit Sicherheit festgehalten werden, daß auch das Oeschinental tief verschüttet ist. Nirgends finden wir auf dem Weg von Kandersteg zum Oeschinensee auch nur eine Spur von anstehendem Fels in der Talsohle. Dieser wäre vermutlich in einer Tiefe von rund 300 m anzutreffen.

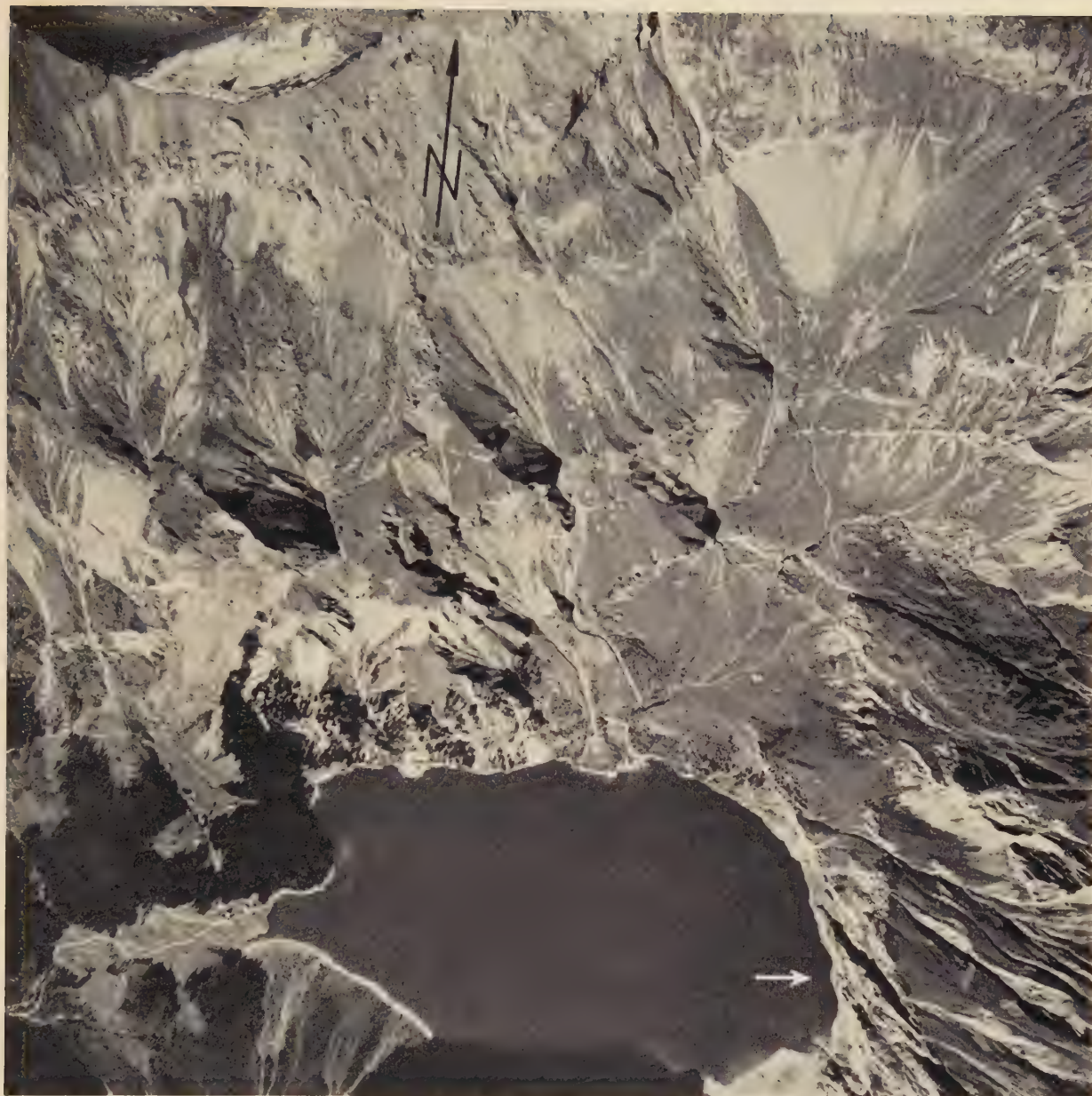


Abb. 3 Die Aufnahme der Eidg. Vermessungsdirektion zeigt den Oeschinensee am 1. Oktober 1956 auf Kote 1578,25 mü. M. Der Pfeil zeigt auf die Läterfluh. Am Nordufer des Sees das Berglibachdelta, nordöstl. davon das untere und obere Bergli. Einige markante Kluftlinien mit der Richtung SE/NW sind deutlich sichtbar.

E. Der Oeschinensee im Interesse des Menschen

1. Eigentumsverhältnisse am Oeschinensee

Es berührt uns sonderbar zu vernehmen, daß der Staat Bern anfangs der zwanziger Jahre unseres Jahrhunderts seine Eigentumsrechte am Oeschinensee in einem Prozeß geltend machen mußte, um diesen See als öffentliches Gewässer zu erklären. Die Alpenossenschaft Oeschinenholz und Konsorten hatte das Privatrecht auf dieses Gewässer beansprucht.

Am 18. Januar 1924 entschied die II. Zivilkammer des Bernischen Obergerichtes zugunsten des Staates Bern. (Siehe: «Das Eigentum am Oeschinensee» in der Zeitschrift des Bernischen Juristenvereins, Heft 11, Band 60, 1924.)

Nach Erlass des Gesetzes über die Bereinigung der Grundbücher im Kanton Bern vom 27. Juni 1909 wurde für den Oeschinensee ein Grundstückblatt errichtet und die Alpgenossenschaften Oeschinenholz, Inner Oeschinen und Oeschinen-Schafberg als Eigentümer des Sees eingetragen. Das neue Kantonale Grundbuch trat für die Gemeinde Kandersteg am 1. August 1912 und das Schweizerische am 1. August 1922 in Kraft. Am 3. Juli 1922 erwirkte der Staat Bern die vorläufige Eintragung seines Eigentumsrechtes auf den See (gestützt auf Art. 961, Ziff. 1, ZGB). Zur gerichtlichen Geltendmachung dieses Rechtes wurde ihm gemäß Art. 961, Al. 3, ZGB Frist gesetzt, die durch Einreichung der Klage der Alpgenossenschaft Oeschinenholz eingehalten worden ist. (Die drei beklagten Alpgenossenschaften hatten sich vorher darauf geeinigt, daß der See zur Alp Oeschinenholz gehöre.)

Es seien hier kurz die Entscheidungsgründe angeführt:

- a) Der Staat Bern konnte sein Eigentumsrecht auf den zwischen seiner Rechtsvorfahrin, der Stadt Bern, und dem Ritter Antonius Herr zum Thurm am 10. Juni 1400 abgeschlossenen Kauf der Herrschaft Frutigen stützen. (Der Ritter war Eigentümer des ganzen Landes, das heißt des Tales in seinen natürlichen Grenzen, mangels Vorhandensein eines freien Bauernstandes. So enthält der Kaufvertrag eine ausführliche Aufzählung des ganzen Landes mit Grund und Boden und allem, was darauf ist, auch das unwirtliche Land... «Fels und Thälen mit iren Thälern... Wasseren, Wasserrünssen, Bruggen, mit Vischetzen...».)
- b) Die Alpen am Oeschinensee – bis 1803 ungeteilt – gingen wohl durch Nutzung seit dem Jahre 1400 in das Eigentum der Alpgenossenschaft über. Mit der Alp wäre auch der See ihr Eigentum geworden, wenn er als Bestandteil der Alp hätte angesprochen werden können und als solcher wie die Alp genutzt worden wäre. Beides war aber nicht der Fall. Der See liegt nicht mitten in den genutzten Alpen, sondern grenzt nur an diese. Gelegentliches Schiffahren auf dem See und Tränken des Viehs durfte nicht als eigentliche Nutzung betrachtet werden.

Dagegen übte der Staat Bern am See seine Eigentumsrechte aus, indem er 1856 die Fischetz im Oeschinensee verpachtete, unter anderem mit folgender Begründung:

«... findet es die Domänen- und Forstdirektion in der Tat angemessen, ... die Fischetzen zu verpachten, nicht sowohl des Ertrags wegen, als um die Rechte des Staates vorzubehalten und die Aufsicht im öffentlichen Interesse darüber führen zu können, damit nicht dieser interessante Punkt und Paß nach dem Kien- und Lauterbrunnenthal den Reisenden, welche bereits häufiger hier durchkommen, durch Plackereien und Schnüren, wie sie an vielen Orten stattfinden, vergällt werde. In dieser Beziehung wird es zweckmäßig sein, einen bekannten achtbaren Mann als Pächter zu bestellen... wobei die Bedingung zum Halten eines Schiffleins auf dem See und anständiger Behandlung der Durchreisenden in die Pachtgedinge aufzunehmen ist.»

Im gleichen Jahre hatte der Staat das Schifffahrtsrecht am Oeschinensee zur Verpachtung ausgeschrieben und es darauf an einen Gilgian Reichen, Lieutenant in Kandersteg, für sechs Jahre vergeben, was wieder bekundet, daß sich der Staat als Eigentümer betrachtete.

Die beklagte Alpgenossenschaft ihrerseits behauptete aber, das Fischfangrecht im See seit je ausgeübt und verpachtet zu haben. In ihrem Auftrag wurden durch Jakob Reichen in den Jahren 1907–1909 jährlich 300 Regenbogenforellen ausgesetzt. David Wandfluh, der Wirt des Hotels Oeschinensee, habe auch bis 1920 ausschließlich im See gefischt, gestützt auf die Pacht des Fischfangrechts von der Alpgenossenschaft. Dafür habe dieser auch einen Pachtzins bezahlen müssen. Daß eine solche Verpachtung stattgefunden hatte, konnte jedoch nicht schriftlich belegt werden. Dagegen war der Alpgenossenschaft bekannt, daß der Staat jeweils die Fischereipacht ausschrieb und vergab. Deshalb reichte sie wiederholt Einsprachen ein, am 10. Oktober 1910, 14. Dezember 1916 und 10. Oktober 1921. Die Alpgenossenschaft machte ferner geltend, daß sie 1905 durch die Gemeindesteuerkommission als Eigentümerin des Sees ins Grundsteuerregister aufgenommen worden sei und für die Grundsteuerschätzung des Sees im Betrage von Fr. 5000.– seither Steuern bezahlt hätte. Im weiteren stützten sich die Alpgenossenschaften auf die Eintragungen des im Jahre 1886 angelegten Seybuches. Beide Argumente konnten aber als Rechte entkräftet werden.

2. Die Sonderstellung des Oeschinensees als Gebirgssee

Nach O. PESTA (1929) wäre der Oeschinensee als Mittelgebirgssee aufzufassen. Als Hochgebirgssee bezeichnet er, wie O. STEINBÖCK (1938), natürliche, stehende, überdauernde Gewässer des Hochgebirges oberhalb der Waldgrenze, in denen meistens das Wasser der tiefsten Schichten von den täglichen Temperaturschwankungen unberührt bleibt. «Die obere Waldgrenze und die untere Schneegrenze umschließen somit eine Gürtelzone (1800–2600 m), für die die Bezeichnung Hochgebirgsregion in Anwendung kommt; in ihr liegen jene



Abb. 4 Am Oeschinensee. Im Hintergrund von links nach rechts: Rot-horn, Blümlisalhorn und Oeschinenhorn. Photo Hans Lörtscher Frutigen



Abb. 5 Auf dem Oeschinensee. Blick Richtung Westen. Links am Rand der Kleine Lohner, dann folgen Bonderspitz, Allmendgrat und First (senkrecht über dem Hotel Oeschinensee), rechts außen der Stand.

Wasserbecken, die wir Hochgebirgsseen nennen.» In der darunterliegenden Waldregion findet man die Mittelgebirgs- oder Waldregionsseen.

Der Oeschinensee nimmt mit seiner Höhenlage von ungefähr 1580 m über Meer eine Mittelstellung zwischen Mittel- und Hochgebirgssee ein. Wohl ist sein Westufer von Wald gesäumt. Dieser steigt jedoch im Oeschinental nicht mehr bedeutend über die Höhe des Seespiegels an. Auf dem steilen Nordufer stehen ein paar kleinere Waldparzellen aus Fichten mit einer oberen Begrenzung in etwa 1700 m Höhe (siehe Abbildung 3). Bereits auf der Alp des Unteren Bergli (1767 m) finden wir keine Spuren mehr von Wald. Alles Holz für die Alpwirtschaft muß hier und erst recht auf das Obere Bergli (1981 m) hinauf getragen werden (!). Weiter westlich kämpfen sich einzelne lichte Waldzungen etwas weiter in die Höhe. Auf dem flacheren Teil des Südufers und zum Teil auf den steil ansteigenden Felsen des Südufers treffen wir auf trockenem, magerem Boden nur noch in lichten Beständen die Bergföhre an, und zwar in zwei verschiedenen Formen: als geradstämmiger Baum zweiter Größe und vorwiegend als krummstämmige, sogenannte Legföhre. Die Lärche ist nur ganz spärlich vorhanden. In den östlichen Fründen und auf der Ostseite des Sees dagegen fehlt der Wald gänzlich.

Der Oeschinensee gehört zu den ganz wenigen größeren Gebirgsseen der Schweizer Alpen, die bis heute in ihrer ganzen Natürlichkeit erhalten blieben. Sein Wasser wird erst von den Quellen des unterirdischen Abflusses an wirtschaftlich genutzt. Leider steht der Oeschinensee heute noch nicht unter Naturschutz. Einzig das Naturschutzgebiet «Fisi-Biberg-Fründen», ein Gebiet mit strengem Pflückverbot, grenzt an sein Südufer. Obwohl der Oeschinensee bis heute in seiner ganzen Natürlichkeit unangetastet blieb, fehlte es nicht an Projekten, welche die immerhin recht hoch gelegene Stauhaltung von Wasser energiewirtschaftlich auszunützen suchten, so das Projekt Schafr 1912–1915 und das Projekt von Ing. Stoll 1915, ferner das Projekt von Grimm «Oeschinensee-Gamchi» aus dem Jahre 1946. Im neuesten Kraftwerkprojekt der BKW im Berner Oberland, das gegenwärtig noch studiert wird, bleibt der Oeschinensee glücklicherweise verschont. Es ist deshalb zu hoffen, daß der Oeschinensee als natürlicher Gebirgssee für immer erhalten bleiben wird, zumal nun im gegenwärtigen Zeitpunkt Planung und Bau von Atomkraftwerken weiter fortgeschritten sind.

«Der Oeschinensee gehört zu den bekanntesten Wundern der Berner Hochalpen und ist während des Sommers eines der besuchtesten Touristenziele im Hochgebirge der Schweiz» (Geogr. Lexikon der Schweiz, 1905). G. STUDER, der bekannte Alpenforscher, schreibt in seinem «Panorama von Bern»:

«Man vergegenwärtige sich die grünfarbige Fläche eines etwa eine Stunde im Umfange haltenden Alpen-sees, welcher auf der einen Seite von zahmen, waldgekrönten Ufern eingedämmt ist, oberhalb denen rauhe Gebirgshänge, teilweise mit fetten Weiden geziert, die Abstürze eines seltsam gezackten Felskammes bilden, während auf der anderen Seite... unmittelbar aus dem Wasserspiegel kahle Felswände emportauchen, über die sich aus bedeutender Höhe zahlreiche Wasserfälle, oft auch zerstäubende Schneelawinen herunterstürzen. Diese Felsenwände dienen aber nur dem riesigen Gebirge zum Fundament, welches, aus Felsen und Gletschern darauf hingebaut, sein Haupt im Firnglanze himmelhoch erhebt und sein Bild auf der Scheibe

des Sees widerstrahlen läßt» (siehe Abb. 4). Die Naturschönheit des Oeschinensees kommt in keiner Jahreszeit so schön zur Geltung wie im Herbst, wenn sein Wasserspiegel den höchsten Stand überschritten hat und langsam wieder absinkt, ein Zeichen dafür, daß jetzt die Zuflüsse zurückgehen. Das Wasser klärt sich von Tag zu Tag in zunehmendem Maße. Der See erhält jene tiefblaue Farbe, die an Intensität noch zunimmt, je höher sich der Betrachter über dem See befindet. In den Morgenstunden eines klaren Herbsttages liegt der See spiegelglatt da (Abb. 5). Bis weit in den See hinein kann der Untergrund verfolgt werden. Im Antlitz des Sees spiegelt sich die großartige Gebirgslandschaft mit den bunt zarten Farben des Seeufers, mit den vielfältigen Grautönen der Felsen und Weiden und mit den schimmernd weißen Gipfeln aus Schnee und Eis, die ein Himmel krönt, welcher das Farbwunder des Sees noch erhöht.

3. *Fremdenverkehr am Oeschinensee*

Der Oeschinensee gehörte schon im letzten Jahrhundert zu den berühmten Touristenzielen im Berner Oberland, besonders nachdem Hans Rudolf Egger aus Frutigen 1855 die moderne Hotellerie in Kandersteg begründet hatte. Als im Jahre 1913 die Lötschberglinie der Berner Alpenbahn eröffnet wurde, nahm der

Besucherstrom stetig zu. Seit 1948 besteht eine Sesselbahn, welche die Touristen und Feriengäste vom Dorf Kandersteg aus in kurzer Fahrzeit auf die rund 400 m höher gelegene Alp Oeschinen befördert, von wo man in etwa 20 Minuten den Oeschinensee auf prächtigem Wanderweg erreichen kann. Aus Tab. 2 ist ersichtlich, wie die Besucherzahl seit der Inbetriebnahme der Sesselbahn stark anstieg. Mehr als die Hälfte aller Fahrgäste werden in den beiden Monaten Juli und August befördert.

Unzählige Touristen wandern auch heute noch zu Fuß dem Oeschinenbach entlang hinauf zum See. Auch die Zahl der Bergsteiger ist groß, die jährlich am See vorbeiwandern, um von den SAC-Hütten Fründen (2562 m) und Blümlisalp (2837 m) aus Hochtouren auf die berühmten Gipfel zu unternehmen. Die Schätzung, daß jährlich etwa eine halbe Million Menschen an den Oeschinensee kommen, dürfte nicht übertrieben sein.

David Wandfluh ließ im Jahre 1892 am Westende des Sees in leicht erhöhter Lage das Hotel Oeschinensee erbauen. Daneben, etwas näher zum See, befindet sich das Berghaus Oeschinensee. Vom Fremdenstrom etwas mehr entfernt, aber nicht weniger schön, liegt das ruhige Berghaus Lager in einer Waldlichtung rund 400 m nördlich vom Hotel. Gwer Wandfluh, der schon mehr als 70 Jahre lang jeden Sommer am Oeschinensee verbrachte, vermietet den Besuchern Ruderboote.

Tabelle 2

<i>Jährliche Frequenzen der Sesselbahn Kandersteg – Oeschinen</i>	
1948	98 339 Personen
1949	125 142 Personen
1950	118 293 Personen
1951	115 644 Personen
1952	124 724 Personen
1953	135 433 Personen
1954	122 974 Personen
1955	143 285 Personen
1956	148 453 Personen
1957	164 498 Personen
1958	167 984 Personen
1959	193 063 Personen
1960	177 672 Personen
1961	215 531 Personen
1962	217 579 Personen
1963	215 220 Personen
1964	216 731 Personen

4. *Energie- und wasserwirtschaftliche Nutzung des Oeschinenseewassers*

Anfangs dieses Jahrhunderts ergriff der Hotelier Victor Egger in Kandersteg, zusammen mit einigen fortschrittlich gesinnten Mitbürgern, die Initiative zum Bau eines privaten Kraftwerkes, das ebenfalls der Wasserversorgung dienen sollte. Die Einwohnergemeindeversammlung der alten Gemeinde Kandergrund hatte am 24. Mai 1902 eine Beteiligung abgelehnt. Im Jahre 1903 begann man mit dem Bau, und schon am 3. Juli 1903 brannte das erste elektrische Licht in Kandersteg. Der Strom wurde von einem Generator mit 150 PS Leistung erzeugt. Am 14. April 1906 hatte Kandersteg seine erste elektrische Straßenbeleuchtung. Im Jahre 1908 wurde ein zweiter Generator von 150 PS in Betrieb genommen. 1924 erfolgte der Anbau des Maschinenhauses, in welchem eine dritte Stromgruppe mit 300 PS eingerichtet wurde. In den Jahren 1931 und 1942 ersetzte man die zwei ersten Generatoren durch stärkere, mit je 300 PS Leistung. 1939 wurde der Umbau von 125 V auf 220 V, bzw. 380 V Netzspannung vollzogen. In den Jahren 1940–1950 stieg der Strombedarf auf das Doppelte. Deshalb wurden größere Erweiterungen der Anlagen notwendig.

Nach dem geschichtlichen Überblick sollen die Anlagen, so wie sie heute bestehen, kurz geschildert werden. Das Wasser, das fast ausschließlich aus Quellen des unterirdischen Abflusses des Oeschinensees stammt, wird an drei Stellen gefaßt:

- a) Holzspicherquellen, ältere Fassung, unmittelbar beim Sträßchen oberhalb Rinderstutz;
- b) Kalberspissen, neuere Fassung, etwa 100 m unterhalb a);
- c) Weißbachquellen.

Ursprünglich, vor dem Bau des Kraftwerkes, wurde nur die Weißbachquelle zur Wasserversorgung von Kandersteg gefaßt. Die Fassung beim Holzspicher war als Ergänzung für die Winterzeit notwendig.

Die gefaßten Wasser werden mit geringem Gefälle auf der rechten Talseite im Oeschinenholz in schlupf- und damit kontrollierbaren Zementrohrleitungen von 60 cm Durchmesser und 600 l/s Ableitungsvermögen dem Wasserschloß mit 800 m³ Inhalt zugeführt (1942/43 gebaut), von wo sie in drei Druckleitungen aus Gußrohr mit 25 cm, 30 cm und 40 cm Durchmesser über eine Gefällstufe von 225 m mit 197 m Nettogefälle ins Maschinenhaus gelangen. Die installierte Leistung beträgt heute 2190 PS, bestehend aus zwei älteren Turbinen zu je 350 PS und zwei neueren Doppelstrahl-Pelton-Turbinen zu 650 PS (1949) und 840 PS (1958). Die zwei letzteren Maschinen wurden 1949, bzw. 1958 in Betrieb genommen. Die jährliche Energieproduktion beträgt rund 6 Millionen kWh. Die hierzu benötigte Wassermenge errechnet sich zu minimal 13 Millionen m³ im Jahr.

Mitte Juni bis Ende Oktober (vgl. Seespiegelhöhe, Fig. 2), ist mehr Wasser vorhanden, als energiewirtschaftlich genutzt werden kann. Sämtliche Fassungen laufen über. In den Monaten November und Dezember wird der Bedarf von etwa 400 l/s gerade gedeckt. Bereits Ende Dezember ist ein Rückgang von täglich 2 l/s zu registrieren. Während des Monats März spenden die Fassungen nur noch 200 l/s. Dieser minimale Wasserzufluß im Winter begrenzt die Leistungsabgabe des Werkes empfindlich. Deshalb baute man in den vierziger Jahren ein Pumpwerk, welches Wasser aus den unteren Weißbachquellen in die etwa 50 m höher liegenden Leitungen mit einer Leistung von 55–80 l/s befördert. Diese Pumpe, seit 1955 ferngesteuert durch Tonfrequenzen, arbeitet von Ende Dezember bis anfangs Juni fast ununterbrochen. Trotzdem kann die Energieknappheit in den ersten drei Monaten des Jahres ohne beachtliche Strombezüge bei den Bernischen Kraftwerken im Betrag von mehr als Fr. 20 000.– nicht überbrückt werden. Dafür liefert das Werk im 4. Quartal, also in den drei letzten Monaten des Jahres, wo sich die Rücklagen des den Sommer über angestiegenen Oeschinensees noch voll auswirken (vgl. Fig. 6, Verhältnis Kander–Oeschinenbach in diesem Zeitraum), Strom in annähernd gleichem Betrage an die BKW zurück. In der übrigen Zeit sind die Ausgleichslasten zwischen den beiden Werken nicht nennenswert.

Angeschlossen an das Elektrizitätswerk ist die Wasserversorgung von Kandersteg. Das Wasser wird hier also teilweise zweifach verwertet. Vom Reservoir mit 50 m³ Inhalt fließen durchschnittlich 2 m³ pro Minute in das Leitungsnetz ab. Der Jahresverbrauch für die Wasserversorgung beträgt somit rund 1 Million m³. Dieser Wert mag sehr hoch erscheinen. In der ganzen Gemeinde zählt man aber über 100 ganzjährig laufende Brunnen, und zudem wurden in letzter Zeit zum Teil größere Wasserverluste infolge defekter Leitungen entdeckt.

Im Jahre 1943 überprüfte der Geologische Dienst der Armee die Trinkwasserverhältnisse von Kandersteg. Er kam zu folgendem Resultat: «Die Wasserqualität kann im Winter als gut, im Sommer aber höchstens als bedingt gut bezeichnet werden.» Hierauf wurde sofort eine Entkeimungsanlage in Betrieb genommen. Das Wasser wird mit Chlor versehen. Gegenwärtig studiert man eine bessere Wasseraufbereitung durch Ozonisierung.

Zum Schluß sei noch kurz die finanzielle Seite des Werkes gestreift. Das Aktienkapital betrug zu Beginn Fr. 70 000.– und wurde 1907 auf Fr. 100 000.–, 1942 auf Fr. 175 000.– erhöht. Der erste Baudevis nannte die Pauschalsumme von Fr. 128 000.–. Heute weisen die Anlagen einen Wert von rund 2 Millionen Franken auf. Die Einnahmen aus Licht-, Kraft- und Zählermieten sowie den Wasserzinsen betrugen 1905 Fr. 12 461.– und im Jahre 1964 Fr. 371 264.–. Seit Jahren wird eine Netto-Dividende von 5 % (brutto 7,14 %) ausgeschüttet.

Aus bescheidenen Anfängen hat sich das Licht- und Kraftwerk gewaltig entwickelt und sich trotz vieler Schwierigkeiten als selbständiges Unternehmen, für die Talschaft von großer, volkswirtschaftlicher Bedeutung, gehalten.

5. Die fischereiwirtschaftliche Bedeutung des Oeschinensees

a) Geschichtliches

Wie ich bereits früher dargelegt habe, wurde die Fischetz im Oeschinensee im Jahre 1856 erstmals durch den Staat Bern verpachtet. Mit Sicherheit darf angenommen werden, daß der Oeschinensee schon früher einen Fischbestand aufwies und in dieser Hinsicht von den anstoßenden Alpgenossenschaften genutzt wurde. Leider fand ich keine Quellen hierüber, und es läßt sich auch nicht feststellen, wann zum erstenmal durch Menschen Fische in den See ausgesetzt wurden.

Im Jahre 1770 schrieb BOURRITS: «Die Wasser dieses kleinen Sees (gemeint war nicht der Oeschinensee, sondern ein kleiner See im Talgrund bei Kandersteg) sind sehr klar. Er nährt, wie auch sein kleiner Zufluß, einen ausgezeichneten Fisch in so großer Menge, daß die Bewohner davon nach Leukerbad und sogar bis nach Bern bringen. Jede Familie besitzt dem Flübchen nach einen eigenen Fischbehälter.» Möglicherweise war auch der Oeschinensee schon damals von diesem «ausgezeichneten Fisch» bevölkert.

b) Über den Einsatz von Jungfischen in den Oeschinensee

Wie bereits erwähnt, wurden in den Jahren 1907-1909 jährlich 300 junge Regenbogenforellen im Oeschinensee ausgesetzt. Im Jahre 1933 wurden 10 000 Brutfische, 1934: 1000, 1935: 3500 und 1937: 1685 Sömmerlinge (alles Regenbogenforellen) in den See gebracht. In den letzten Jahren wurden die Besatzmaßnahmen im Oeschinensee stark intensiviert (siehe Tab. 3). In den Jahren 1940-1949 wurden nur zweimal Fische in den See ausgesetzt (1946 und 1949). Im Jahre 1949 versuchte man erstmals, den Oeschinensee mit kanadischen Seeforellen zu bevölkern. Da sich dieser Fisch im Oeschinensee gut entwickelte (siehe Tab. 4), wurden die Besatzungen mit dieser Fischart vom Jahre 1955 an fortgesetzt.

(Das Zahlenmaterial der Tab. 3 und 4 wurde mir in freundlicher Weise von Herrn Dr. Roth, Fischereinspektor des Kantons Bern, zur Verfügung gestellt.)

Tabelle 3: Zusammenstellung über den Einsatz von Jungfischen in den Oeschinensee

Jahr	REGENBOGENFORELLE		
	Brutfische	Vorsömmerlinge	Sömmerlinge und Jährlinge
1946			1 500
1949			—
1950			1 000
1951			700
1952			726
1953			2 460
1954			6 117
1955			1 957
1956			2 000
1957	5 000		8 767
1958	38 000		7 945
1959			5 000
1960	22 000	—	6 495
1961	32 000	—	10 256
1962	17 000	3 610	—
1963	13 000	10 000	—
1964	10 000	—	264
1965	28 000	4 000	400
Jahr	KANADISCHE SEEFORELLE		
1946			
1949	9 000		
1950			
1951			
1952			
1953			
1954			
1955			2 000
1956			2 000
1957			22 000
1958			3 000
1959			5 705
1960		—	4 500
1961		—	—
1962		10 000	—
1963		3 000	600
1964		4 000	—
1965		6 000	1 800

Tabelle 4: Erträge am 1. Fangtag des Jahres
(Vorgeschriebenes Mindestfangmaß: 24 cm für Regenbogenforellen, 30 cm für kanadische Seeforellen)

REGENBOGENFORELLE							
Datum	Anzahl Fischer	Länge der Fische				Total Fische	Pro Fischer
		unter 20 cm	20–30 cm	30–40 cm	über 40 cm		
3. 7. 51	21	5	2	9	5	21	1,0
2. 7. 53	31	—	—	39	—	39	1,26
1. 7. 54	71	—	—	26	—	26	0,37
2. 7. 55	75	—	2	9	1	12	0,16
3. 7. 56	45	—	11	13	7	31	0,69
15. 6. 57	62	3	8	18	3	32	0,52
15. 6. 58	77	—	6	6	—	12	0,16
15. 6. 59	35	12	31	1	—	44	1,26
15. 6. 60	45	—	11	11	—	22	0,49
15. 6. 61	80	—	16	1	—	17	0,21
15. 6. 62	105	—	9	—	—	9	0,09
15. 6. 63	139	—	18	3	1	22	0,16
15. 6. 64	91	—	9	—	—	9	0,10
15. 6. 65	62	15	31	1	—	47	0,76
KANADISCHE SEEFORELLE							
3. 7. 51	21	—	9	3	—	12	0,57
2. 7. 53	31	—	—	162	—	162	5,23
1. 7. 54	71	—	2	113	—	115	1,62
2. 7. 55	75	—	6	41	8	55	0,73
3. 7. 56	45	—	12	31	58	101	2,25
15. 6. 57	62	—	10	17	23	50	0,81
15. 6. 58	77	1	42	45	31	119	1,55
15. 6. 59	35	3	22	55	8	88	2,51
15. 6. 60	45	—	—	120	14	134	2,98
15. 6. 61	80	—	38	299	9	346	4,33
15. 6. 62	105	—	—	300	33	333	3,17
15. 6. 63	139	—	—	91	30	121	0,87
15. 6. 64	91	—	29	74	6	109	1,20
15. 6. 65	62	4	35	141	8	188	3,03

c) Erhebungen über den Fangerttrag

Seit 1951 werden von W.Röthlisberger, Fischereiaufseher des Kreises 2, Erhebungen über den Fangerttrag durchgeführt. Da keine obligatorischen Fangstatistiken bestehen, kontrolliert der Aufseher nur am ersten Fangtag und gelegentlich noch an anderen Tagen möglichst viele Fischer und hält die Ergebnisse fest (siehe Tab. 4). Obwohl seit 1950 bedeutend mehr Regenbogenforellen als kanadische Seeforellen in den See eingesetzt wurden, sind die Fangertträge bei der letzteren Fischart deutlich höher, was die letzte Kolonne der Tab. 4 aufzeigt. Dazu muß allerdings bemerkt werden, daß die Mehrzahl der Fischer nach der kanadischen Seeforelle fischt, die sich vorwiegend in der Tiefe des Sees aufhält, gelegentlich aber auch zur Futteraufnahme (zum Beispiel Elritzen) bis ans Ufer kommt. Die Regenbogenforelle ist vor allem im Mündungsbereich der Zuflüsse anzutreffen.

Man kann sich aber auch fragen, ob sich die kanadische Seeforelle im Oeschinensee auf Kosten der Regenbogenforelle so gut entwickelt. Die kanadische Seeforelle hat jedenfalls den Vorteil, daß sie sich an eine räuberische Lebensweise gut anpaßt und somit groß gewachsene Fischbestände bildet. Zudem erträgt diese Fischart große Seespiegelschwankungen, weil sie als Stillwasserlaicher im See selber laicht. Es ist interessant festzustellen, wie die guten Fangertträge bei der kanadischen Seeforelle den großen Besatzungszahlen mit dieser Fischart im Abstand von ungefähr drei bis vier Jahren folgen, so 1953, 1961 und 1965.

Im Jahre 1965 ist nun auch der Fangerttrag bei der Regenbogenforelle wieder etwas angestiegen. Hier wirkt sich wohl die Fischereiordnung mit der Gültigkeitsdauer von 1962–1964 aus, in der das Fangen der Elritze im Oeschinensee für den Köderfischhandel verboten wurde. Wie mir Herr Röthlisberger erklärte,

sah man anfangs der fünfziger Jahre, als der Oeschinensee der öffentlichen Fischerei zugänglich gemacht wurde, noch ganze Schwärme von Elritzen an den Ufern. Leider wurde dann dieser Fisch im Oeschinensee für den erwähnten Handel fast völlig ausgerottet. Nach der heute gültigen Fischereiordnung (1965–1967) darf die Elritze nur noch für den eigenen Gebrauch als Köderfisch gefangen werden. Damit dürfte sich der Elritzenbestand im Oeschinensee wiederum vergrößern, was sich für die Entwicklung der Forellenarten bestimmt auswirken wird.

Für den Einsatz von Jungfischen gilt für Forellenarten die Faustregel von 4–6 Stück pro Hektare Wasseroberfläche pro Jahr. Herr W. Schmassmann machte mich aufmerksam, daß gerade in nahrungsarmen Gebirgsseen eher weniger Fische eingesetzt werden sollten, da sich sonst Kümmerformen bilden. Zudem habe er mehrmals beobachten können, daß es eine Zeitlang mit dem Fischereiertrag in Gebirgsseen ganz gut gehe, bis plötzlich aus unerklärlichen Gründen eine Wendung eintrete. Hoffen wir, daß diese Wendung für den Oeschinensee noch lange nicht kommt.

Am 14./15. Juni 1966 war der Fangsertrag äußerst mager. 90 Fischer fingen im ganzen 20 Regenbogenforellen und 54 kanadische Seeforellen! Wie ich mich selber überzeugen konnte, waren an diesen Tagen die Fangverhältnisse sehr schlecht. Die Sichttiefe im See betrug kaum einen Meter. Infolge der für diese Zeit außergewöhnlich starken Trübung im Wasser sahen die Fische den Köder nicht. Ungefähr 70 Fischer fischten zudem vom Ufer und nicht aus Ruderbooten. Die schlechte Transparenz im Seewasser ist darauf zurückzuführen, daß seit dem 28. Mai schönes Wetter herrschte. Die Schneeschmelze war in vollem Gang. Einzelne Gewitter verstärkten die Zufuhr von Trübungs- und Schwebstoffen in den See.

Zum Schluß möchte ich noch auf die Untersuchung der beiden Schweden U. GRIMAS und N.-A. NILSSON «Nahrungsfauna und kanadische Seeforelle in Berner Gebirgsseen» (1962) hinweisen.

II. HYDROLOGIE

A. Seespiegelschwankungen

1. Pegelbeobachtungen

Erstmals wurde der Wasserhaushalt des Oeschinensees von GROLL (1905) untersucht. Seit 1931 wird der Seespiegel in regelmäßigen Abständen durch die Bernischen Kraftwerke AG beobachtet. Bis 1957 wurden die Wasserstände nur in den Zeiträumen des minimalen und maximalen Seeniveaus, das heißt in den Monaten März bis Mai sowie im August und September zweimal pro Monat gemessen. Vom Sommer 1957 an erfolgten ganzjährig je zu Beginn und in der Mitte des Monats Messungen der Seespiegelhöhe durch Ablesungen an 14 eingemessenen Absticheisen bei der Schwimmplatte am Westufer des Sees. Die Direktion der Bauabteilung der BKW hat mir freundlicherweise ihre Meßresultate zur Verfügung gestellt.

Tabelle 5: Tiefst- und Höchstwasserstände des Oeschinensees

Jahr	Tiefststand m ü. M.	Datum	Höchststand m ü. M.	Datum	Amplituden m
1931	1567.41	1. 5.	1580.62	1. 9.	13.21
1932	1566.09	15. 4.	—	—	—
1933	1566.99	1. 4.	1578.48	1. 9.	11.49
1934	1566.63	15. 4.	1578.09	15. 9.	11.46
1935	1566.37	1. 5.	1580.03	1. 9.	13.66
1936	1567.58	1. 5.	1579.91	31. 8.	12.33
1937	1566.84	1. 5.	1581.22	1. 9.	14.38
1938	1567.55	2. 5.	—	—	—
1939	1566.97	1. 4.	1578.85	15. 9.	11.88
1940	1568.12	2. 4.	1579.67	15. 8.	11.55
1941	1567.36	15. 5.	1578.78	3. 9.	11.42
1942	1567.03	1. 5.	1579.72	15. 9.	12.69
1943	1567.57	15. 4.	1578.73	3. 9.	11.16
1944	1566.59	17. 4.	1581.59	6. 9.	15.00
1945	1568.53	31. 3.	1580.56	3. 9.	12.03
1946	1568.00	18. 3.	1579.37	17. 8.	11.37
1947	1566.53	14. 4.	1580.58	3. 9.	14.05
1948	1567.58	1. 4.	1579.34	16. 9.	11.76
1949	1566.90	1. 4.	1578.65	16. 9.	11.75
1950	1567.04	1. 5.	1580.78	15. 9.	13.74
1951	1567.31	14. 4.	1579.33	15. 9.	12.02
1952	1567.29	31. 3.	1578.80	31. 8.	11.51
1953	1567.53	1. 4.	1579.71	16. 8.	12.18
1954	1567.07	3. 5.	1577.96	15. 9.	10.89
1955	1567.29	16. 4.	1578.96	15. 9.	11.67
1956	1566.25	2. 5.	1578.64	1. 9.	12.39
1957	1567.49	19. 4.	1578.23	14. 8.	10.74
1958	1566.68	1. 5.	1579.42	2. 9.	12.74
1959	1568.14	16. 4.	1579.04	2. 9.	10.90
1960	1567.17	4. 4.	1578.28	1. 9.	11.11
1961	1567.65	1. 4.	1578.11	16. 8.	10.46
1962	1566.58	14. 4.	1578.56	15. 9.	11.98
1963	1566.34	15. 4.	1579.27	17. 8.	12.93
1964	1566.19	14. 4.	1577.49	1. 9.	11.30
1965	1566.34	1. 5.	1580.43	30. 8.	14.09

Maximaler Höchststand	1581.59 m	am 6. September 1944
Maximaler Tiefststand	1566.09 m	am 15. April 1932
Größte Amplitude	15.00 m	im Jahre 1944
Kleinste Amplitude	10.46 m	im Jahre 1961
Mittlerer Hochwasserstand	1579.31 m	in der Regel anfangs September
Mittlerer Tiefwasserstand	1567.11 m	in der Regel im April
Mittlere Amplitude	12.20 m	

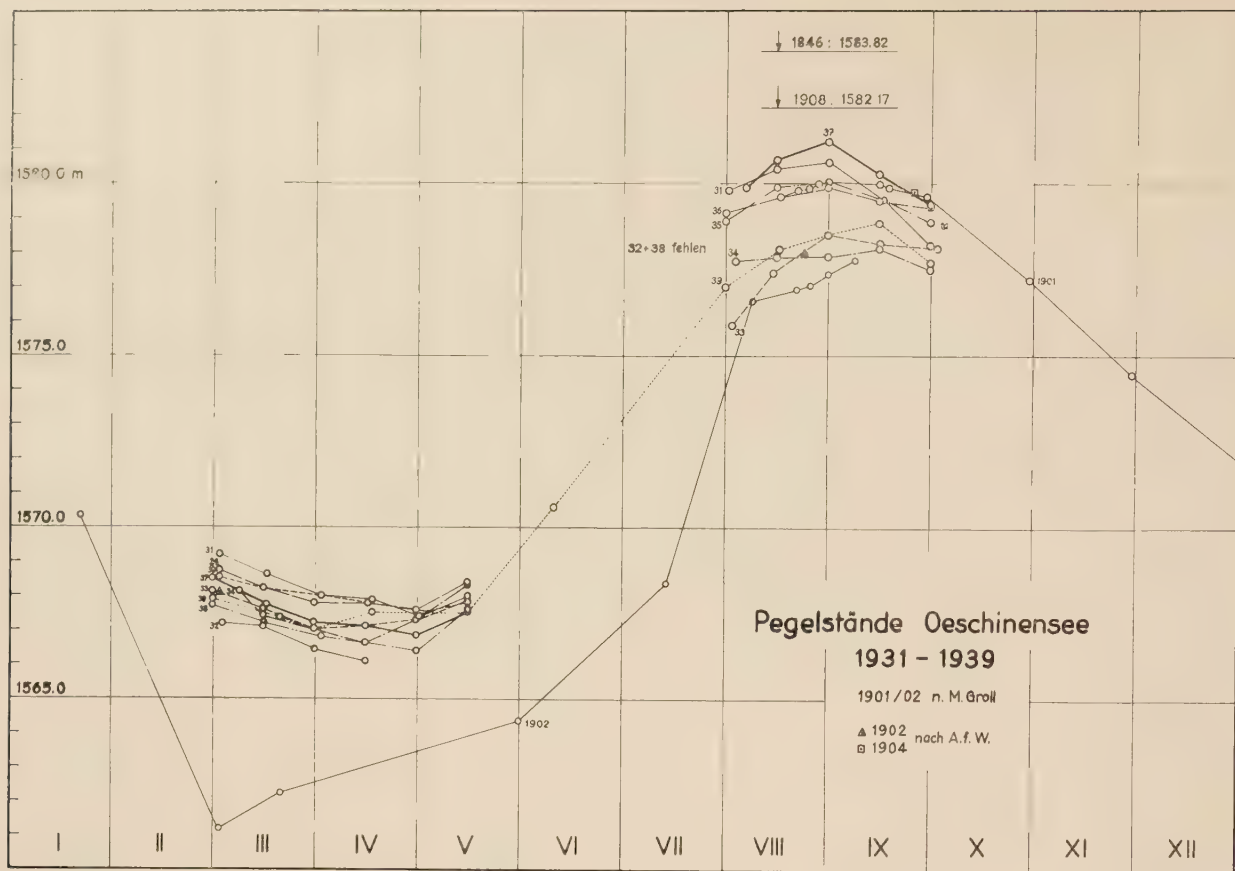


Fig. 2a

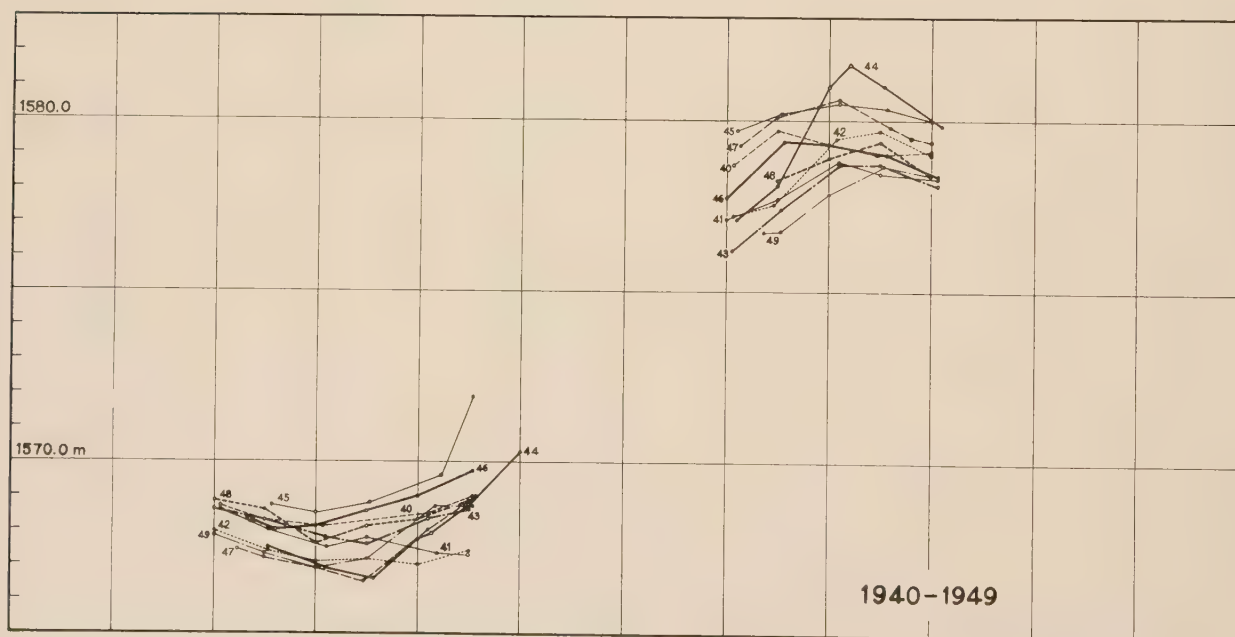


Fig. 2b

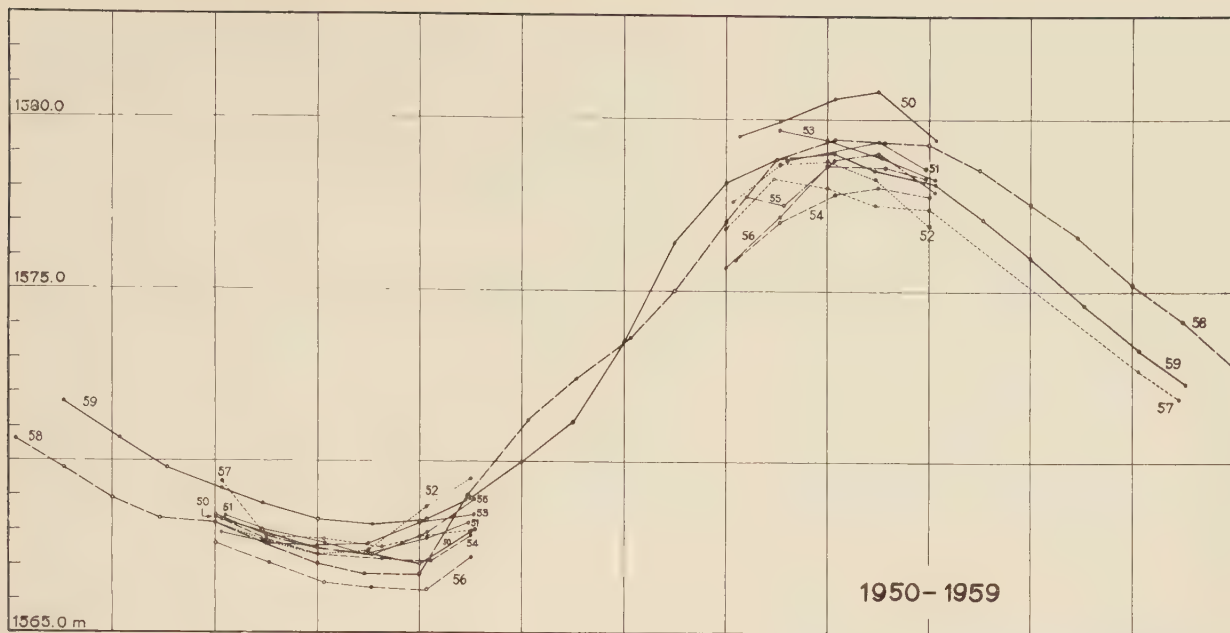


Fig. 2 c

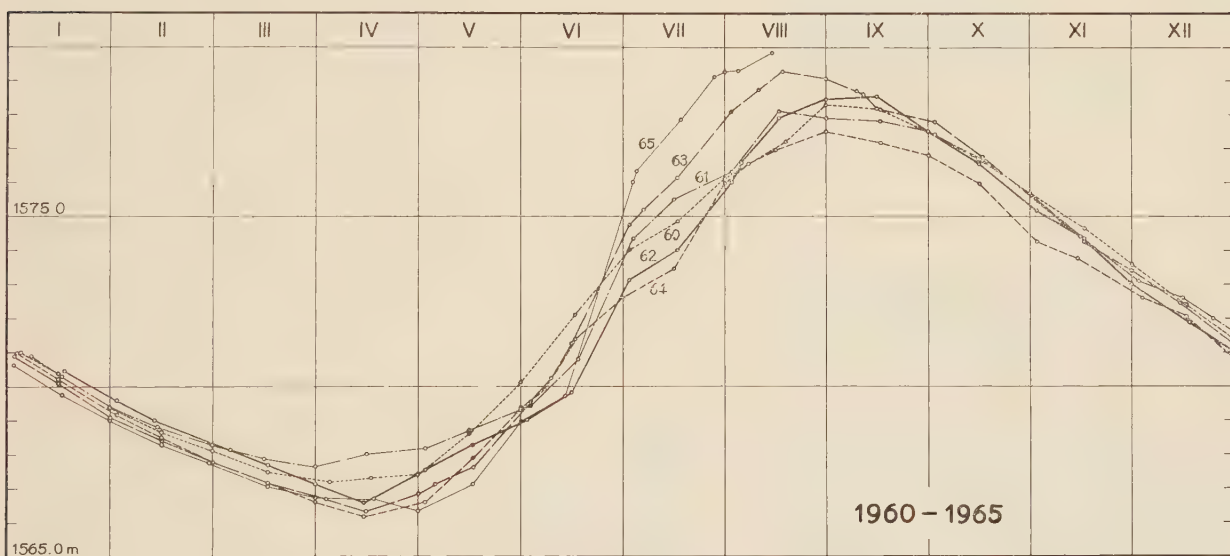


Fig. 2 d

Die Schlüsse, die M. GROLL (1905) auf Grund von Beobachtungen während der Dauer eines Jahres zieht, sind von namhaften Fehlern behaftet, vor allem infolge ungenauer Messungen in der ersten Hälfte des Jahres 1902. Er schreibt selber über die vier Messungen vom 2. März, 20. März, 30. Mai und 13. Juli 1902: «Diese Wasserstände sind aus Tiefenlotungen ermittelt und können keinen Anspruch auf Genauigkeit machen. Pegelablesungen (ein Pegelnulldpunkt wurde damals vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft an der Lärstfluh angebracht) waren wegen Föhnstürmen und Lawinengefahr nicht möglich. Die Zahlen sind daher in den cm unsicher.» Am 2. März 1902 bestimmte GROLL die Pegelhöhe zu 1561.20 m. Am selben Tag wurde eine Messung vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft ausgeführt mit dem Resultat 1568.09 m. Die Werte liegen also um fast 7 m auseinander. Damit dürfte erwiesen sein, daß GROLLS Messungen im Jahre 1902 um mehrere Meter zu tief liegen (vgl. Fig. 2). Seine Werte aus dem Jahre 1901 dagegen, in welches ja auch seine Sec-aufnahme fällt, sind richtig.

2. Ergebnisse der 35jährigen Meßperiode (1931–1965)

Aus Tab. 5 und Fig. 2 geht hervor, daß der Wasserstand des Oeschinensees im Verlaufe eines Jahres außerordentlich stark variiert. Diese Tatsache möge zudem die Abb. 6a–d illustrieren. Nebenbei sei erwähnt, daß diese starken Niveauschwankungen des Oeschinensees jede Ansiedlung von Wasserpflanzen verunmöglichen. Infolgedessen sind auch die ökologischen Bedingungen für die Existenz einer Litoralfauna nicht vorhanden. So fehlen im Oeschinensee die litoralen Phyllopoden, Copepoden und Ostracoden gänzlich, wie W. SCHMASSMANN 1920 durch seine Untersuchungen gezeigt hat.

Obschon der Oeschinensee seine volle Natürlichkeit bewahrt hat, erscheint er uns im Verhalten hinsichtlich Wasserhaushalt fast wie ein künstlicher Stausee des Hochgebirges: Aufstau im Sommer durch Schmelzwasser, gleichmäßiges Absinken im Winter mit minimalem Wasserstand im Frühjahr unmittelbar vor der neuen Schneeschmelze. Der Oeschinensee darf als Beispiel eines von der Natur geschaffenen Stausees angesehen werden. Die Bergstürze haben das Material für den natürlichen Erddamm geliefert. Dieser Bergsturzschutt ist aber wasserdurchlässig, weshalb der Oeschinensee an zahlreichen, noch unerforschten Stellen unterirdisch abfließt. Am Westufer des Sees habe ich mit Sicherheit ein paar Schlucklöcher feststellen können. Die Stellen, wo das Wasser unterhalb des Sees wieder zutage tritt, lassen sich kartieren (Fig. 3). Ich glaube, die Mehrzahl dieser Quellen erfaßt zu haben. Gerne hätte ich dieses Problem weiter verfolgt und genaue Messungen durchgeführt. Da aber, wie wir gesehen haben, für die Wasserversorgung von Kandersteg ausschließlich Oeschinenseewasser verwendet wird, durften Färbversuche nicht in Frage kommen. Ebenso wagte ich mich nicht daran, die unterirdischen Abflüsse mit Hilfe von Isotopen zu erfassen. Man verfügt zurzeit noch nicht über genügend Erfahrungen mit dieser Methode. (Am Geogr. Institut der Universität Bern wird diese Methode zurzeit durch Doktoranden studiert.) Eine Tatsache konnte ich mit Sicherheit feststellen: je höher der Seespiegel steht, um so mehr Sickerläufe treten in Funktion, um so größer ist der unterirdische Gesamtabfluß des Sees, da ja auch der hydrostatische Druck größer ist.

Es stellt sich nun die Frage, ob diese Sickerläufe hinsichtlich Ableitvermögen von Wasser Jahr für Jahr gleich funktionieren, oder ob hierin eine Variation eintritt, indem sich etwa mit der Zeit gewisse Rinnen durch Erosion erweitern oder interne Rutschungen gewisse Schlundlöcher verschütten und dadurch das Wasser neue Abflußwege finden, bzw. sich schaffen muß.

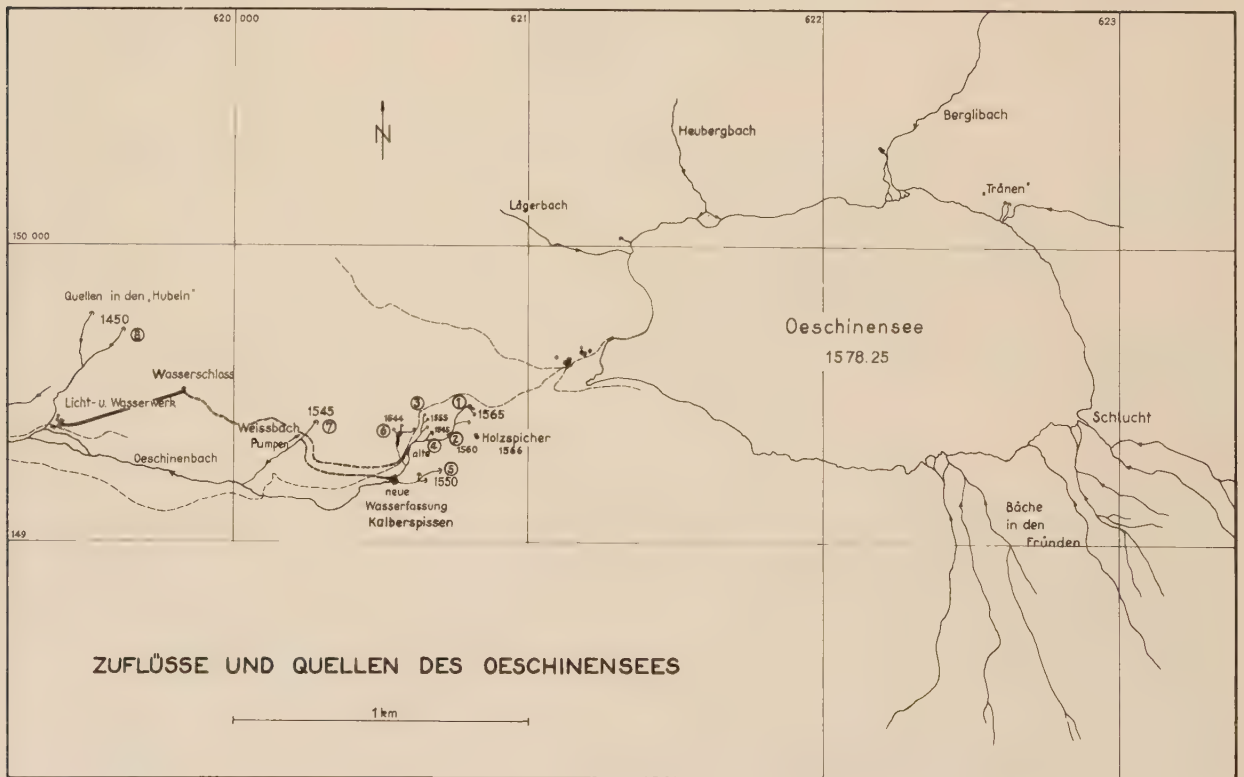


Fig. 3



a



b



c



d



e



f

Abb. 6 a, c, e = Hochwasserstand des Oeschinensees (4. August 1965.), b, d, f = Niederwasserstand (b: 13. 6. 65, d und f: 16. 6. 65); a und b = Nordufer mit Berglibachdelta, c und d = Westufer mit Schwimmplatte unmittelbar rechts von der Tannengruppe im Mittelgrund, e und f = Südufer.

Bei der Betrachtung der stark unterschiedlichen Wasserstandsextrema des Oeschinensees in den letzten 35 Jahren könnte man zur Auffassung neigen, daß der unterirdische Abfluß von Jahr zu Jahr variiert.

3. Erkennbare Gesetzmäßigkeiten

- a) Es fällt auf, daß die Tiefstwasserstände weniger stark streuen als die Höchstwasserstände (maximale Streubreite 2,44 m, bzw. 4,10 m).
- b) Die jährlichen Amplituden zwischen Höchst- und Tiefstwasserstand (vgl. Abb. 12) sind vorwiegend durch die Höchstwasserstände bedingt. Kurve a und b in Fig. 4 verlaufen weitgehend konform. Ferner ist deutlich zu erkennen, daß nach einem extremen Höchstwasserstand im Herbst ein entsprechender Tiefstwasserstand im folgenden Frühjahr sich einstellt. Mit anderen Worten: extrem hohe Höchstwasserstände verursachen im folgenden Frühjahr auch extrem hohe Niederwasserstände wie zum Beispiel in den Jahren 1937/38, 1944/45, 1947/48, 1950/51 und 1953/54; extrem tiefe Höchstwasserstände haben auch tiefe Niederwasserstände zur Folge wie zum Beispiel in den Jahren 1934/35, 1941/42, 1943/44, 1946/47, 1949/50, 1957/58 und 1961/62.
- c) Das Absinken des Seeniveaus im Spätherbst erfolgt annähernd linear, das heißt von anfangs Oktober bis Ende Dezember durchschnittlich 6,36 m oder 2,12 m pro Monat oder 6,9 cm pro Tag (vgl. Fig. 2 und Tab. 6).

Tabelle 6: Absinken des Seespiegels des Oeschinensees

Jahr	1. Oktober bis 31. Dezember	im Januar	im Februar	im März
1957	6,6 m	–	–	–
1958	6,4 m	1,7 m	0,7 m	1,2 m
1959	6,8 m	2,0 m	1,5 m	1,0 m
1960	6,1 m	1,9 m	1,4 m	0,8 m
1961	5,9 m	2,0 m	1,1 m	0,7 m
1962	6,5 m	1,9 m	1,4 m	1,1 m
1963	6,6 m	1,9 m	1,3 m	1,0 m
1964	6,0 m	1,9 m	1,5 m	1,2 m
Mittel	6,36 m	1,9 m	1,27 m	1,0 m

In den ersten drei Monaten des Jahres nimmt der Betrag der Absenkung allmählich ab und erreicht im April annähernd den Wert Null. Im April ist in der Regel der Tiefstwasserstand erreicht, und im Mai ist durchwegs ein Ansteigen des Seeniveaus festzustellen.

Es fällt auf, wie wenig die Werte in den Monaten Oktober, November und Dezember streuen. In dieser Zeit versiegen die Zuflüsse, weil der Niederschlag im Einzugsgebiet praktisch nur noch in fester Form fällt. Abweichende Werte lassen sich durch Warmlufteinbrüche belegen, wie sie in dieser Jahreszeit gelegentlich auftreten und ein Ansteigen der Nullgradgrenze bis über 2000 m bewirken können. Stärkere Zuflüsse können das Absinken des Pegels etwas verzögern, jedoch nur in geringem Maße, wie aus der beobachtbaren Regelmäßigkeit über mehrere Jahre hin hervorgeht. Im Januar, wenn praktisch kein Wasser mehr in den See fließt, läßt sich ein konstantes Absinken des Wasserstandes von 1,9 m feststellen. Das Wasser steht bei abnehmender Seehöhe immer mehr nur noch über dem von wasserundurchlässigen Sedimenten bedeckten Seegrund, und deshalb verkleinert sich der Abfluß. (Theoretisch sollte ja die Absinkgeschwindigkeit des Seespiegels mit abnehmender Seehöhe zunehmen, da das Volumen von gleich mächtigen Wasserschichten in der Seewanne nach unten abnimmt.) Je mehr wir uns im Frühjahr der Schneeschmelze nähern, um so mehr beginnen die Werte zu streuen, was in der Natur der Sache liegt, setzen doch die Schmelzwasser, welche den Abfluß nach und nach kompensieren, im Frühjahr zeitlich sehr unterschiedlich ein.

Aus diesen Überlegungen darf bereits gefolgert werden, daß der Abfluß des Oeschinensees einer erfaßbaren Gesetzmäßigkeit unterliegt.

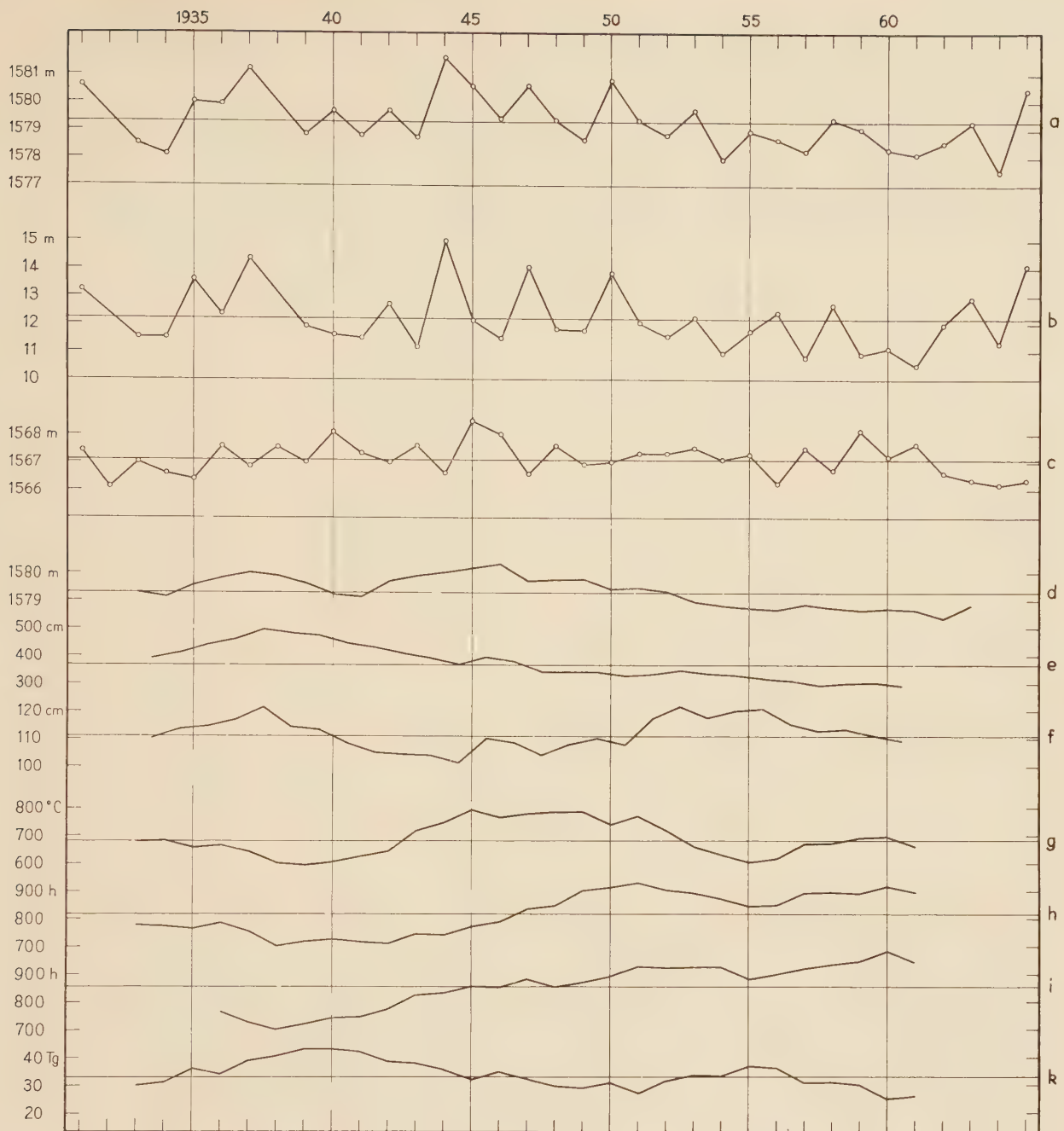


Fig. 4 Pegelstände Oeschinensee 1931–1965 und einige Klimawerte 1931–1963

- a) Jährliche Höchstwasserstände, Mittel aus 35 Jahren: 1579.31 m ü. M.
b) Jährliche Amplituden (Differenz zwischen Höchst- und Tiefstwasserstand). Mittel aus 35 Jahren: 12.20 m.
c) Jährliche Tiefstwasserstände, Mittel aus 35 Jahren: 1567.11 m ü. M.
d) – k) Übergreifende Fünfjahresmittel; zum Beispiel 1931–1935 Der Mittelwert aus diesen 5 Jahren wurde 1933 gesetzt 1932–1936 Der Mittelwert aus diesen 5 Jahren wurde 1934 gesetzt usw.
d) Höchstwasserstände
e) Jährliche Gesamtniederschläge für das hydrologische Jahr (1. X. – 30. IX.)
Totalisator Mönchsglat, 3810 m ü. M. Mittel aus 32 Jahren: 368 cm.

- f) Jährliche Gesamtniederschläge für das hydrologische Jahr.
Regenmeßstation Kandersteg, 1170 m ü. M. Mittel aus 32 Jahren: 1110 mm.
g) Jährliche Summen der positiven Temperaturen in °C der Monate Mai–September.
Säntis, 2500 m ü. M. Mittel aus 33 Jahren: 682°C.
h) Jährliche Summen der Sonnenscheindauer in den Monaten Mai–September.
Säntis, 2500 m ü. M. Mittel aus 33 Jahren: 818 Stunden.
i) Jährliche Summen der Sonnenscheindauer in den Monaten Mai–September.
Beatenberg, 1183 m ü. M. Mittel aus 30 Jahren: 854 Stunden (für die Jahre 1951–1956 wurden die Werte von Heiligenschwendi nach einer Reduktion verwendet).
k) Jährliche Anzahl Schneetage in den Monaten Mai–September.
Säntis, 2500 m ü. M. Mittel aus 33 Jahren: 33 Tage.

4. Berechnung des Abflusses aus dem Oeschinensee auf Grund der Seespiegelschwankungen

a) Berechnung des Abflusses auf Grund der Seespiegelabsenkung im Winterhalbjahr

Wir sind nun aus den Messungen des vorangehenden Kapitels in der Lage, die Abflußmengen zu verschiedenen Pegeln zu berechnen (siehe Fig. 5), da wir ja den Seeinhalt genau kennen. (Siehe Volumkurve des Oeschinensees, Fig. 10.) Hieraus können wir die mittlere jährliche Abflußmenge ziemlich genau abschätzen (Tab. 7).

Tabelle 7: Berechnete Abflußmengen aus dem Oeschinensee (1957–1964)

Monat	Mittl. Pegelstand (Mitte Monat) m ü. M.	Mittl. monatl. Abflußmengen Mio. m³	Mittlerer Abfluß m³/s
Januar	1570.3	1,85	0,690
Februar	1568.7	1,15	0,475
März	1567.6	0,90	0,336
April	1567.0	0,80	0,310
Mai	1568.3	1,05	0,392
Juni	1571.1	2,05	0,791
Juli	1575.4	2,30	0,857
August	1578.2	2,40	0,895
September	1578.2	2,40	0,926
Oktober	1576.8	2,35	0,877
November	1574.6	2,25	0,869
Dezember	1572.4	2,20	0,821
total 21,70			

b) Berechnung des Abflusses auf Grund des Seeaufstaus im Sommerhalbjahr

Der mittlere jährliche Aufstau des Oeschinensees im Sommerhalbjahr betrug während der Meßperiode 1931–1965 12,4 Millionen m³. Das aufgestaute Wasser wird im Winterhalbjahr, das heißt von anfangs Oktober bis Ende März, abgelassen. Nehmen wir an, daß der Abfluß im gleichen Maße auch in den übrigen sechs Monaten des Jahres stattfindet, so kommen wir auf 24,8 Millionen m³ Jahresabfluß. Dabei haben wir vorausgesetzt, daß im Winterhalbjahr kein Wasser mehr in den See fließt. Das dürfte wohl in den Monaten Januar bis März zutreffen, nicht aber in den Monaten Oktober bis Dezember. Bedenken wir jedoch, daß die mittlere

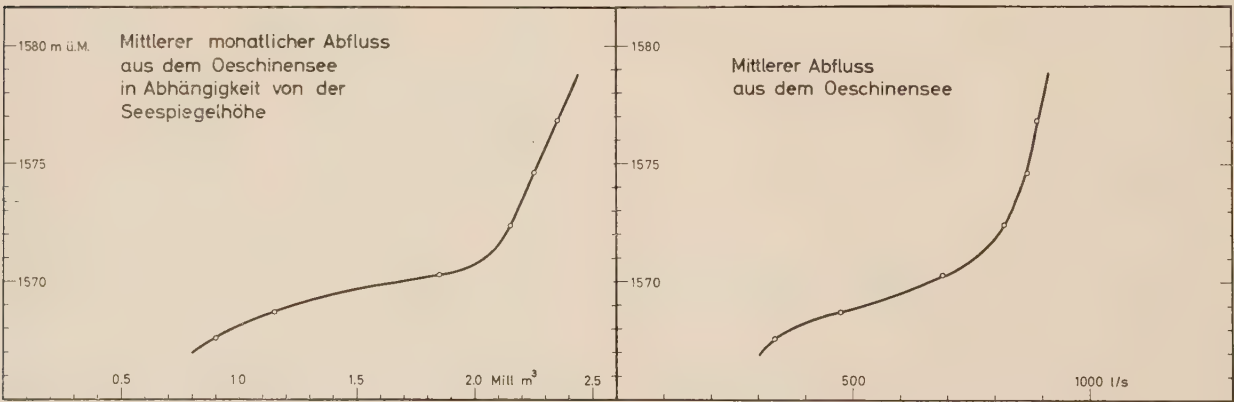


Fig. 5

Höhe des Einzugsgebietes rund 2500 m beträgt. Die meteorologische Station auf dem Säntis auf gleicher Höhe registriert in den letzten drei Monaten des Jahres nur ganz vereinzelte Regentage. Die mittlere Lufttemperatur ist auf dieser Höhe im Oktober immer nahe bei 0°C, in den Monaten November und Dezember immer unter Null Grad. Große Zuflußmengen sind also im letzten Quartal des Jahres nicht mehr zu erwarten.

Daß das Ergebnis des Jahresabflusses aus dem Oeschinensee nach der letzteren Methode höher ausfällt als nach der ersteren, darf nicht verwundern. Die Berechnungen nach der ersten Methode stützen sich auf eine kurze Meßperiode der letzten acht Jahre (1957–1964), wogegen für die zweite Methode 35 Meßjahre (1931–1965) zur Verfügung standen. Aus Fig. 4 ist ersichtlich, daß in der Zeit von 1957–1964 durchwegs unterdurchschnittliche Höchstwasserstände im Sommer verzeichnet wurden. Dementsprechend mußten auch die Jahresabflußmengen aus dem Oeschinensee kleiner ausfallen.

5. Zusammenhang zwischen den Seespiegelhöhen und Klimafaktoren

Wir wissen, daß in allen Stauhaltungen des Gebirges das Stauziel abhängig ist von den Klimafaktoren. Ich versuchte, eine Korrelation zwischen diesen Klimafaktoren und der Seespiegelhöhe am Oeschinensee aufzufinden. Ergibt sich eine eindeutige Relation zwischen diesen Größen, wäre ein neuer Beweis erbracht, daß die Verhältnisse des unterirdischen Abflusses aus dem Oeschinensee keinen Schwankungen unterliegen (siehe Kapitel 3).

Es lag auf der Hand zu versuchen, die Wasserstände mit den in Kandersteg gemessenen Niederschlagshöhen in Zusammenhang zu bringen. Die Werte, sowohl auf das normale als auch auf das hydrologische Jahr bezogen, korrelierten sehr schlecht, meistens überhaupt nicht. Ich bildete die sog. «Lustrenmittel», um die Kurven etwas zu glätten, und fand auch da schlechte Übereinstimmung. Vergleichen wir die Kurven d und f der Fig. 4, so stellen wir fest, daß sich nur in der zweiten Hälfte der dreißiger Jahre ein analoger Verlauf ergibt. In den folgenden Jahren verlaufen die Kurven sogar gegensinnig. Offenbar hängt der Wasserhaushalt des Oeschinensees von anderen Klimafaktoren ab. Schon besser korrelieren die Kurven d und e. Hier wurden die Meßergebnisse des nächstliegenden Totalisators (Mönchsgrat) herangezogen. Allerdings ist das zweite Maximum der Höchstwasserstände in den vierziger Jahren durch diesen Vergleich nicht erklärt. Dagegen wird dieses erwähnte Maximum eindeutig durch die Betrachtung der jährlichen Summen der positiven Temperaturen in °C der Sommermonate in 2500 m Höhe verständlich. Die vierziger Jahre sind jedem Meteorologen mit ihren trockenen und warmen Sommern in guter Erinnerung. Die Gletscher wiesen einen großen Massenverlust auf. Ihre Schmelzwasser füllten auch den Oeschinensee mächtiger auf. Allein höhere Temperatur und längere Sonnenscheindauer im Sommer können in ihrer Abschmelzwirkung an Gletschern durch Schneetage im Sommer im Hochgebirge stark gedämpft werden. Ein kleiner Neuschneefall im Sommer drosselt die Gletscherschmelze sofort, bis das Eis wieder hervortritt. (Die Absorption der Gesamtstrahlung (Sonnen- und Himmelsstrahlung) an der Eisoberfläche beträgt 55–70 %, an einer frischen Neuschneedecke dagegen nur 10–20 %.) In diesem Sinne verlaufen die Kurven d und k konform.

Zusammenfassend erkennen wir also, daß für den unterschiedlichen Aufstau des Oeschinensees im Sommer verschiedene Klimafaktoren in ihrer Zusammenwirkung zur Erklärung herangezogen werden müssen. Hieraus geht hervor, daß die Massenbilanz der Gletscher sowie die Feststoffniederschläge im Hochgebirge eine bedeutend größere Rolle spielen für den Wasserhaushalt des Oeschinensees als die Niederschläge in Form von Regen.

Zu den Seespiegelschwankungen sagt HALBFASS 1923, daß sie keine Kriterien für Klimaschwankungen seien, im Gegensatz zu BRÜCKNER, der seine nach ihm benannte Klimaperiode von 35 Jahren neben vielen anderen Faktoren auch aus zahlreichen Untersuchungen von Seespiegelvariationen ableitete. Aus den oben dargestellten Zusammenhängen können wir HALBFASS nicht Recht geben. Ferner weist HALBFASS (1923) darauf hin, daß das Ausmaß der Seespiegelschwankungen um so größer sei, je größer das Einzugsgebiet (f_e) im Verhältnis zum Seearéal (f_s) sei, was ohne weiteres einleuchtet. Die Regimeziffer $\frac{f_e}{f_s}$ beträgt für den Oeschinensee je nach Wasserstand 25 (Frühjahr) und 18,8 (Herbst), ist also klein im Vergleich zum Brienersee (38,5) und Thunersee (50), und doch sind seine Pegelvariationen viel ausgeprägter als in den benachbarten großen Alpenrandseen. Der Grund für dieses abweichende Verhalten liegt in den besonderen Abflußverhältnissen des Oeschinensees. Der unterirdische Abfluß steigt nicht im gleichen Maße an wie die Zuflüsse zur Zeit der Schneeschmelze. Deshalb kommt es zum Aufstau. Das Hochwasser tritt erst anfangs September ein, also mit einer erheblichen Verzögerung auf die Schneeschmelze im Mai/Juni.

Nebenbei sei vermerkt, daß wir nur von einem einmaligen oberirdischen Abfließen des Oeschinensees Kunde haben. So wird berichtet, daß der See im Jahre 1846 oberirdisch abgeflossen sei und das reißende Wasser innert kurzer Zeit den noch heute sichtbaren Graben unterhalb des westlichsten See-Endes eingefressen habe. Weil man eine Katastrophe befürchtete, dämmte man an der engsten Stelle rasch notdürftig ab. Die Steinmauer ist heute noch zu sehen. Von einem bekannten Seeniveau aus habe ich die Höhe der tiefsten Stelle des Überganges durch ein Nivellement gemessen und fand so heraus, daß der Pegel damals die Höhe von mindestens 1583,80 m erreicht haben muß. Den höchsten Pegelstand im 20. Jahrhundert bis heute habe ich ebenfalls errechnet; G. Wandfluh und andere Kandersteger haben mir bestätigt, daß der See im Jahre 1908 bis zum flachverlaufenden Weg in der Kühbucht (E Läger) gereicht habe. Die Höhenkote dieses Wegstückes beträgt 1582,17 m.

B. Hydrologisches Regime des Oeschinensees

1. Die Jahresabflußmenge aus dem Oeschinensee

- M. GROLL (1905) berechnete aus seinen fälschlichen Wasserstandsbeobachtungen am Oeschinensee (siehe Fig. 2) die jährliche Mindestabflußmenge auf 46,4 Millionen m^3 , schätzte dazu die Abflußmengen von vier Sommermonaten auf das Doppelte eines Wintermonates und kam somit auf den hohen Wert von 61,8 Mio. m^3 . Unter Berücksichtigung von 10% Verlust durch Verdunstung ermittelte er einen jährlichen Niederschlag von rund 3 m im Einzugsgebiet. Diese Werte liegen alle zu hoch.
- Seit 1917 werden die Abflußmengen der Kander bei Kandersteg durch die BKW gemessen. Das Mittel der Jahresabflußmengen der letzten 47 Jahre wird mit 6,8 m^3/s oder 48,1 l/s km^2 angegeben (Einzugsgebiet = 141,27 km^2 , mittl. Höhe = 2340 m, Vergletscherung 24%).
Rechnen wir mit der gleichen Abflußspende im Einzugsgebiet des Oeschinensees (22 km^2), so kommen wir auf eine Gesamtjahresabflußmenge von 33,4 Mio. m^3 . Herr H. Rohner, Bern, der seit 1963 von den BKW

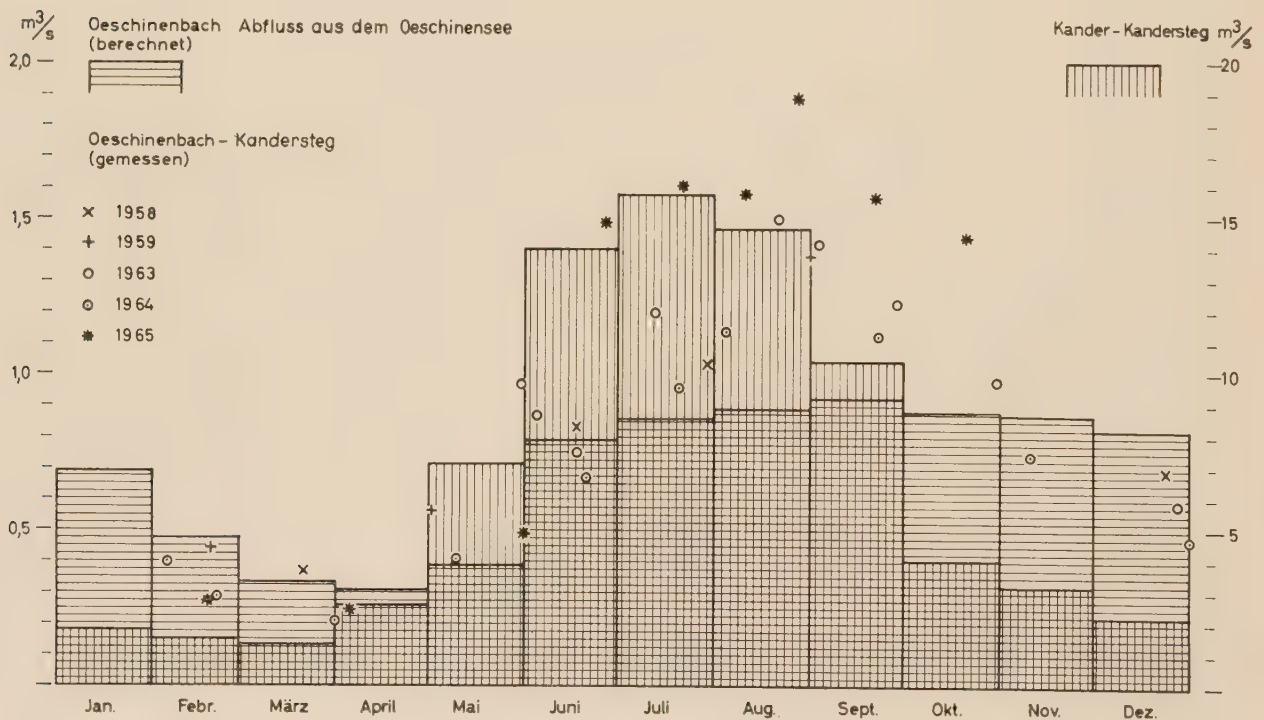


Fig. 6 Kander-Kandersteg, mittlere monatliche Abflußmengen, Meßperiode 1917-1963. Oeschinenbach, mittlerer monatlicher Abfluß aus dem Oeschinensee, berechnet nach den Seepegelvariationen (1957-1964).

Tabelle 8: Abflußmengen in m³/s am Oeschinenbach in Kandersteg (nach Angaben der BKW)

	Tag	1958	Tag	1959	Tag	1963	Tag	1964	Tag	1965
Januar										
Februar			19.	0,441			5. 21.	0,401 0,288	18.	0,274
März	21.	0,368					31.	0,212		
April									5.	0,247
Mai			1.	0,564	30.	0,97	9.	0,412	31.	0,495
Juni	17.	0,836			4. 17. 22.	0,87 0,75 1,13	20.	0,672	26.	1,49
Juli	29.	1,034			12.	1,20	20.	0,962	21.	1,61
August			31.	1,384	21.	1,50	4.	1,14	10. 27.	1,58 1,88
September					3. 28.	1,42 1,23	22.	1,125	21.	1,57
Oktober					30.	0,981			20.	1,14
November							10.	0,738		
Dezember	23.	0,688			27.	0,585	31.	0,47	29.	0,625

mit den Abflußmessungen der Kander in Kandersteg betraut wurde, erklärte mir, daß die Meßergebnisse bis 1962 unsicher seien. Aus der Meßperiode 1963 bis 1965 bestimmte er die mittlere Jahresabflußmenge zu 6,16 m³/s oder 43,6 l/s km². Benützen wir den letzteren Wert, so errechnet sich die Jahresabflußmenge aus dem Oeschinensee zu 28,7 Mio. m³.

- c) Die Kander wird ferner bei Staldi im Gasterntal durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft kontrolliert. Meßperiode 1950–1964, 15 Jahre, durchschnittliche Jahresabflußmenge 2,17 m³/s oder 53,3 l/s km². (Einzugsgebiet = 40,7 km², mittlere Höhe = 2600 m, Vergletscherung = S.A. 44,2%, L.A. 43,5%).

Dieses Teilgebiet des gesamten Einzugsgebietes der Kander bis Kandersteg verzeichnet wohl die größte Abflußspende, liegt diese doch bedeutend über den oben erwähnten Werten.

Die Abflußspende aus dem Einzugsgebiet des Oeschinensees darf mit Sicherheit also kleiner als 50 l/s km² angenommen werden. Nach vorsichtigen Schätzungen dürfte sie in diesem Teilgebiet 35–40 l/s km² betragen.

Wie wir gesehen haben, besteht das Einzugsgebiet des Oeschinensees vorwiegend aus Kalk mit zum Teil starker Klüftung. Es entzieht sich unserer Kenntnis, wieviel Wasser unterirdisch irgendwohin abfließt. In einem Kalkgebiet sind die hydrologischen Grenzen oft nicht identisch mit den morphologischen.

Weiter ist zu bedenken, daß in den Bergsturmassen ein zurzeit nicht erfaßbarer, unterirdischer Abfluß stattfindet. Zahlreiche Quellaustritte im Kandertal bestätigen diese Annahme. Indessen hoffen wir, in Zukunft solche Probleme mit Hilfe von Isotopen besser abklären zu können.

- d) In den letzten Jahren wurden durch die BKW auch einzelne Abflußmessungen am Oeschinenbach in Kandersteg ausgeführt (siehe Tab. 8). Man beachte, daß der Oeschinenbach vom Oeschinensee bis zur Einmündung in die Kander etliche Seitenbäche aufnimmt, so auf der linken Talseite von oben nach unten den Staubbach, Bibergbach und Fisibach. Damit weist der Oeschinenbach in Kandersteg ein größeres Einzugsgebiet auf, und deshalb fallen die dort gemessenen Abflußwerte, vor allem im Sommer, höher aus

als die von mir im Kapitel A unter 4. berechneten Abflußmengen aus dem Oeschinensee. Andererseits geht aus Tab. 8 und Fig. 6 hervor, daß die gemessenen Werte des Abflusses in den ersten und letzten Monaten des Jahres meist tiefer liegen als diejenigen, die nach dem beobachteten Absinken des Oeschinenseespiegels berechnet wurden. Offenbar versickert im mächtigen Schuttkegel des Oeschinenbaches am Ausgang des Oeschinentales (siehe Abb. 19) eine beträchtliche Menge Wasser, besonders in den Jahreszeiten, in denen die Wasserführung des Baches zurückgeht. Zur Zeit der Schneeschmelze und im Sommer scheint der Schuttkegel mit Wasser gesättigt zu sein.

Betrachten wir Fig. 6, so fällt auf, daß der Oeschinenbach wegen des Oeschinensees ein anderes hydrologisches Regime aufweist als die Kander. Der See als mächtige Rücklage der Schmelzwasser gleicht die Wasserführung des Oeschinenbaches aus, was auch für die Wasserfassungen des Licht- und Wasserwerkes Kandersteg von Vorteil ist, wie wir im Kapitel I. E. 4. gesehen haben.

- e) Zusammenstellung über die Jahresabflußmengen aus dem Oeschinensee:
 - berechnet nach dem beobachteten Absinken des Seespiegels in den Monaten Oktober–März in den Jahren 1957–1964 = 21,7 Mio. m³;
 - berechnet aus dem mittleren Aufstau im Sommer in den Jahren 1931–1965 = 24,8 Mio. m³;
 - berechnet aus der Abflußspende des gesamten Einzugsgebietes der Kander bis Kandersteg = 28,7 Mio. m³.
 Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Jahresabflußmenge aus dem Oeschinensee den Wert von 30 Millionen m³ kaum übersteigt. Im Mittel dürfte diese rund 25 Millionen m³ betragen.

2. Durchflutung

Der Seeinhalt bei mittlerem Hochwasserstand beträgt 40,25 Mio. m³. Nehmen wir die Jahresabflußmenge zu 25 Mio. m³ an, so würde es 1,61 Jahre dauern, bis der See ganz entleert bzw. ganz gefüllt wäre. Der See ist also außerordentlich gut durchflutet (vgl. mit Brienersee, bei dem der entsprechende Wert $2\frac{2}{3}$ Jahre beträgt).

3. Unterirdischer Abfluß des Oeschinensees – Quellen des Oeschinenbaches

Ich habe bei allen Quellen 1–8 (siehe Fig. 3) zu verschiedenen Jahreszeiten, sofern sie Wasser führten, die Wassertemperatur gemessen. Da gleichentags immer auch ein Temperaturprofil im Oeschinensee aufgenommen wurde, konnte ich Rückschlüsse ziehen auf die Herkunft des Quellwassers aus dem See bezüglich Höhenlage, bzw. Tiefenlage der Abflußläufe im Seebecken unter der Annahme, daß sich die Wassertemperatur auf den relativ kurzen, unterirdischen Wegstrecken nicht verändert. Bei abweichenden Werten wurde das Mittel bestimmt.

Tabelle 9: Quellen des Oeschinenbaches

Quelle	mutmaßliche Herkunft	in Funktion
1	1573 m	temporär Ende Juni bis Anfang Dezember
2	1556 m	permanent
3	1572 m	temporär Ende Juni bis Ende Dezember
4	1551 m	permanent
5	1562 m	permanent
6	1565 m	permanent
7	1566 m	permanent
8	1566 m	permanent

Nach dem Auftauen des Oeschinensees im Mai kann man am Westufer, namentlich in der Nähe des großen Steines, etwa 75 m südlich vom trigonometrischen Punkt 141, mehrere Stellen finden, wo das Wasser versickert. Die sichtbaren Eingänge in die unterirdischen Abläufe fallen zudem durch schöne radiale Einregelung der Steine am Ufer auf.

Während des hydrologischen Jahres 1963/64 führte Herr H. Rohner im Auftrage der BKW Quellmessungen (Überfallmethode) an der Holzspicher- und Weißbachquelle durch (siehe Tab. 10). Die Holzspicher-



Abb. 8 Quelle (Nr. 1) beim Holzspicher (4. August 1965)

← Abb. 7 Weißbachquelle (Nr. 7). Mitten aus dem Bergsturzschutt quillt das Wasser hervor (4. August 1965)

(Abb. 7 und 8: Quellen des unterirdischen Abflusses aus dem Oeschinensee)



← Abb. 9 Schichtquellen, im Volksmund «Tränen» genannt

Abb. 10 Kluftquellen westlich des Berglibachfalles



quelle wurde unterhalb der neueren Wasserfassung des Licht- und Wasserwerkes im Kalberspissen gemessen, also ohne die Wassermengen, die dem Kraftwerk zufließen. Ebenso geschah es bei der Weißbachquelle unterhalb des Rinderstutzes. Nach Tab. 10 habe ich eine Kurve aufgetragen und planimetrisch die Jahresabflußmenge beider Quellen zu rund 8 Mio. m³ ermittelt. Leider wird der Wasserzufluß im Werk nicht registriert. Wäre dieser bekannt, so ließe sich der Abfluß des Oeschinensees für diese Zeit genau bestimmen. Die mittlere jährliche Energieproduktion des Kraftwerkes beträgt rund 6 Mio. kWh. Die hierzu benötigte Wassermenge errechnet sich zu rund 13 Mio. m³. Diese Rückwärtsberechnung ist allerdings mit einem Fehler von 10–20% behaftet. Damit erhalten wir als Jahresabflußmenge aus dem Oeschinensee für das hydrologische Jahr 1963/64 rund 21 Mio. m³, was mit den früher errechneten Größen recht gut übereinstimmt. Es bleibt noch zu bemerken, daß der Oeschinensee im Sommer 1964 den tiefsten Höchstwasserstand während der Meßperiode 1931–1965 mit der Pegelhöhe 1577.49 m erreicht hat. Der Wert von 21 Mio. m³ darf also als Mindestjahresabflußmenge angesehen werden.

Tabelle 10:
Quellenkataster der Holzspicher- und Weißbachquelle

Datum	Holzspicherquellen zusammengefaßt (Kalberspissen) l/s	Weißbachquelle (unterhalb Rinderstutz) l/s	Total l/s
23. 10. 63	320	155	475
24. 11. 63	232	130	362
18. 12. 63	139	110	249
6. 1. 64	114	32	146
27. 1. 64	90	28	118
12. 2. 64	63	16	79
26. 2. 64	38	17	55
15. 3. 64	47	17	64
30. 3. 64	50	?	?
29. 4. 64	23	?	?
19. 5. 64	27	75	102
10. 6. 64	53	180	233
17. 6. 64	231	192	423
21. 7. 64	238	193	431
6. 8. 64	234	175	409
19. 8. 64	230	160	390
4. 9. 64	198	?	?
22. 9. 64	178	?	?

Quellmessungen an den Stellen, wo das unterirdisch abfließende Wasser aus dem Oeschinensee erstmals wieder zutage tritt (siehe Fig. 3 sowie die Abb. 7 und 8), sind sehr problematisch. Das Wasser kommt oft an mehreren Stellen zum Vorschein, versickert wieder und tritt abermals hervor, so bei den Quellen 1, 3, 5 und 6. Ferner stellte ich fest, daß im Bachbett der Holzspicherquelle 1-2-4 sowie bei der Weißbachquelle 7 und bei der Quelle 5 die Wasserführung auf kurzer Distanz in der Fließrichtung ganz bedeutend zunimmt, so als ob in der Bachrinne selber neue Quellzuflüsse dazukämen. Im Bachbett der Quelle 5 konnte ich am 13. Juni 1965 beim höchstgelegenen Wasseraustritt die Temperatur von 4,8°C messen. Dann versickerte das Wasser wieder. Auf einer Strecke von etwa 100 m blieb das Bachbett völlig trocken. Anschließend trat das Wasser mit 6,1°C wieder zutage (Erwärmung an den besonnten Steinen!). Etwa 60 m weiter unten traten erneute Quellwasser beidseitig vom Bachbett sichtbar hervor, deren Temperatur wieder 4,8°C betrug, und schließlich bestimmte ich die Temperatur bei der neuen Wasserfassung im Kalberspissen zu 5,4°C (Mischung).

Quellmessungen in einem mit Alluvionen verschiedener Art, namentlich Bergsturzschutt, hochangefüllten Tal sind außerordentlich schwierig und problematisch.

Die Quellen am östlichen Talrand von Kandersteg, unmittelbar südlich der Einmündung des Oeschinentals ins Kandertal, die in der Nähe des Hotels Doldenhorn den Sagibach speisen, stehen mit dem Oeschinensee wohl kaum in Zusammenhang, ebenso die Quellen bei den Tunneldeponien. Das Quellwasser stammt hier vermutlich aus dem Gebiet Fisistock–Fisi-Schafberg–Fisi Alp, möglicherweise auch vom Obern und Untern Biberg.

Die Werte der Tabelle 11 verdanke ich ebenfalls Herrn H. Rohner.

Tabelle 11:
Quellenkataster der Quellen beim Hotel Doldenhorn und bei den Tunneldeponien in Kandersteg

Datum	8	16	22	120	121	135
24. 11. 64	65	87	198	52	37	0,5
26. 1. 65	45	75	120	28	36	0
27. 4. 65	72	118	154	39	43	0,8
29. 6. 65	136	540	500	224	62	390
27. 8. 65	106	280	295	138	50	56

Legende: Alle Werte in l/s

- Nr. 8 Brandquelle, bei Tunneldeponien (Überfall)
 Nr. 16 Bei Tunneldeponien, 100 m südlich Nr. 8 (Flügel)
 Nr. 22 Nördlich Hotel Doldenhorn
 Nr. 120 Fisiweeli beim Hotel Doldenhorn
 Nr. 121 Beim Seeweidli
 Nr. 135 «Lugibach» im Fisiweidli südlich des Hotels Doldenhorn

4. Zuflüsse des Oeschinensees

Der bedeutendste Zufluß des Oeschinensees ist der Berglibach (siehe Fig. 3 sowie Abb. 6a). Hierauf folgen die verschiedenen Bäche in den Fründen, wovon der aus einer Schlucht in den östlichsten Teil des Sees mündende Bach der mächtigste ist. Die genannten Bäche führen während des Sommers die Schmelzwasser der fünf Gletscher, die im Einzugsgebiet liegen, in den See.

Geographisch entwässern der Berglibach rund 40% und die Bäche in den Fründen annähernd 40% des Einzugsgebietes des Oeschinensees. Wir wissen aber, daß in einem Kalkgebiet die hydrologischen Grenzen selten zusammenfallen mit den morphologisch bedingten und die beiden oft sehr weit ineinander übergreifen. Es scheint mir deshalb sinnlos, das Einzugsgebiet nach Bächen noch weiter zu unterteilen. Überall begegnen wir Kluft- und Schichtquellen. Aus typischen Schicht- oder Karstquellen stürzen die Wasser östlich des Berglibaches schäumend über die glatten Felswände hinunter zum See (siehe Abb. 9). Der Volksmund nennt sie «Tränen». Mehrere große Kluftquellen finden wir am Fuße der Felswand, über die der Berglibach in einem imposanten Wasserfall unmittelbar über seinem Delta herunterstürzt (siehe Abb. 10). Mehrmals habe ich die Temperatur dieser Kluftquellen gemessen. Sie betrug in verschiedenen Jahreszeiten immer 4–4,5°C. Das Wasser der genannten Quellen dürfte vom Blümlisalpgletscher stammen, an dessen Zunge sich in den letzten Jahren ein Moränensee ohne oberirdischen Abfluß gebildet hat.

Vermutlich haben wir am Oeschinensee auch sublakustrische Zuflüsse. Zur gleichen Annahme kommt W. SCHMASSMANN (1920). Er fand bei der Untersuchung der Bodenfauna im Oeschinensee drei Höhlenformen, nämlich Dendrocoelum infernale, Planaria bathycola und Niphargus puteanus, welche offenbar von unterseich einmündenden Kluftgewässern aus den See bevölkern.

Läger- und Heubergbach, die gletscherlose Gebiete entwässern, versiegen allmählich im Sommer und führen nur noch Wasser bei länger anhaltenden Regenperioden oder kurze Zeit nach Gewitterregen.

Zur Zeit der Schneeschmelze fließen unzählige Bächlein von allen Seiten in den See. In dieser Zeit steigt der Seespiegel mächtig an, gelegentlich mehr als 30 cm im Tag, wie nachstehendes Beispiel zeigt:

13. Juni bis 4. Juli 1965: 6,6 m in 21 Tagen = 31,4 cm pro Tag.

5. Der Niederschlag auf den Oeschinensee

Kandersteg 1176 m: 1134,2 mm in 61 Jahren (1901–1961) Met. Station
 Engstligenalp 1955 m: 1766,8 mm in 7 Jahren (1955–1961) Met. Station
 Adelboden ca. 1340 m: 1271,0 mm in 61 Jahren (1901–1961) Met. Station

Wir ziehen zum Vergleich die drei nächst gelegenen Regenmeßstationen heran, die alle auf verschiedenen Höhen liegen. Zufällig liegen alle drei Punkte auf derselben Regressionsgeraden. Nehmen wir den mittleren Wasserstand des Oeschinensees zu 1573,21 m an, so interpoliert man die Jahresniederschlagsmenge zu 1455 Millimetern. Die Seeoberfläche beim mittleren Wasserstand beträgt ziemlich genau 1 km². Die jährliche auf den See fallende Niederschlagsmenge errechnet sich somit zu 1,455 Mio. m³.

6. Die Verdunstung

Die Verdunstungsgröße freier Wasserflächen wird am besten bestimmt durch die hydrometrische Methode, wie es J. MAURER 1911 und 1913 am Zuger- und Ägerisee getan hat. Diese Methode setzt aber voraus, daß Zu- und Abflußgrößen genau bekannt sind. O. LÜTSCHG (1946) hat durch zahlreiche Messungen und Beobachtungen mit verschiedenen Meßinstrumenten wie Wildsche Waage, Tonzylinder, Kesselmethode usw. so mannigfaltige Verhältnisse angetroffen, daß er keine allgemeingültige Formel aufstellen konnte. So schrieb er: «Die Verdunstung auf den hochalpinen Seen ist im allgemeinen kleiner als auf den Seen am Fuße der Alpen.» Die Verdunstung wird wohl durch den verminderten Luftdruck begünstigt, jedoch durch bedeutend tiefere Temperaturen mehr als kompensiert. Vergleichsergebnisse von Verdunstungsmessungen im Vispgebiet in verschiedenen Höhenstufen von 656 m bis 2140 m zeigten zwar annähernd überall dieselben Verdunstungswerte (etwa 2,3 mm/Tag), waren also unabhängig von der Höhenlage, dagegen stark abhängig von der Windexposition. Am Hopschensee, westlich der Simplonpaßhöhe, auf 2017 m ü. M., bestimmte O. LÜTSCHG im Jahre 1921 einen Gesamtmittelwert aus 123 Tagen (1. Juli bis 1. Oktober) von 2,03 mm pro Tag. Am Barberinese, 1889 m ü. M., maß er 1930 238,6 mm Verdunstung während 138 Tagen (16. Juni bis 31. Oktober) und ermittelte die Gesamtjahresmenge an 224 Tagen zu 348 mm. HOFER (1952) rechnet am Brienersee mit einer Verdunstung von 800 mm pro Jahr.

Welche Verdunstungsgröße setzen wir für den Oeschinensee ein? Leider war es mir nicht möglich, Verdunstungsmessungen über der freien Wasserfläche des Oeschinensees durchzuführen. Somit bin ich gezwungen, diese Größe zu schätzen. Da der See durchschnittlich während fünf Monaten vereist ist, rechne ich mit 210 Tagen zu durchschnittlich 2,5 mm Verdunstung pro Tag und erhalte, bei einer mittleren Oberfläche von 1 km², eine Gesamtjahresmenge von 0,525 Mio. m³. Die jährliche Verdunstung über der freien Wasserfläche des Oeschinensees dürfte zwischen 500 und 600 mm liegen.

7. Die hydrologische Bilanz

Z + N - (Q + V) = ± M

- Z = Zufluß
- N = auf den See fallender Niederschlag
- Q = Abfluß
- V = Verdunstung
- M = Wassermenge, um die der See angereichert oder vermindert wird (siehe Seespiegelschwankungen).

Setzen wir M = 0, so läßt sich der Zufluß Z aus den bekannten Größen N, Q und V für ein ganzes Jahr wie folgt berechnen:

Z = (Q + V) - N

- Falls Q = 25 Millionen m³
- V = 0,525 Millionen m³
- N = 1,455 Millionen m³
- wird Z = 24,07 Millionen m³

Ziehen wir zum Schluß nochmals den Vergleich mit den gemessenen Abflußpenden der Kander:

	Einzugsgebiet km²	Mittl. Höhe m ü. M.	Vergletscherung (Stand 1929) %	Abflußspende l/s km²	Meßperiode
Kander-Kandersteg:	141,27	2340	24	48,1	1917-1963
Kander-Kandersteg:	141,27	2340	24	43,6	1963-1965
Kander-Staldi (Gasterntal):	40,7	2600	44	53,3	1950-1964
Zuflüsse Oeschinensee:	21	2476	36,5	36,4	1931-1964

C. Die Gletscher im Einzugsgebiet des Oeschinensees

1. Vergletscherung

Wir haben bereits gesehen, daß die Gletscher auf den Wasserhaushalt des Oeschinensees einen bedeutenden Einfluß haben. Warme Sommer, die in der Regel niederschlagsarm sind, wie zum Beispiel die vierziger Jahre, bewirken ein größeres Wasserangebot der Gletscher. In niederschlagsreichen und kühleren Sommern geht die Schmelzwassermenge der Gletscher zurück. In diesem Sinne wirken die Gletscher regulierend. So streuen die Abflußmengen am wenigsten bei einer spezifischen Vergletscherung von 30–40 % im Einzugsgebiet. Dies trifft auch zu im Einzugsgebiet des Oeschinensees, in welchem die Vergletscherung heute etwa 31,6 % beträgt.

Interessant ist auch eine Berechnung der Wassermenge, welche die fünf Gletscher im Einzugsgebiet des Sees in fester Form von Eis festhalten. Bei einer vorsichtigen Schätzung der mittleren Mächtigkeit der Gletscher von 100 m, welche insgesamt ein Areal von 6,63 km² bedecken, kommen wir auf rund 600 Mio. m³



Fig. 7 Die Gletscher im Einzugsgebiet des Oeschinensees, gezeichnet nach dem Übersichtsplan 1:10 000, hier reduziert; Gletscherstände 1956/1963. (Biberg- und Faulen-Gl. gehören nicht zum Einzugsgebiet des Oeschinensees.)

Wasser; das heißt, der Oeschinensee könnte damit etwa dreizehnmal von Grund auf bis zum Überlaufen bei Kote 1583,8 m (Inhalt = $45,9 \times 10^6 \text{ m}^3$) oder etwa fünfzehnmal bei mittlerem Höchstwasserstand bei Kote 1579,3 m (Inhalt = $40,25 \times 10^6 \text{ m}^3$) gefüllt werden! Aus dieser Tatsache erkennen wir leicht, daß der Oeschinensee in früheren Zeiten, als die Vergletscherung noch bedeutend größer war, mehrmals oberirdisch abfloß, zuletzt im Jahre 1846.

Im Einzugsgebiet des Oeschinensees zählen wir fünf Gletscher: Blümlisalp-, Vorderer Blümlisalp-, Oeschinen-, Fründen- und Doldenhorngletscher (siehe Abb. 2 und Fig. 7). Die vier letzteren und auch der Blümlisalp-gletscher in seinem unteren Drittel sind ausgesprochene Hängegletscher, wie sie auf der steilen Nordflanke der Berner Alpen üblich sind. Die Gletscher reichen mit ihren Zungen im Mittel bis auf eine Höhe von 2350 m hinunter, trotz ihrer kleinen Nährgebiete. Ein bedeutender Anteil der Schnee-, Firn- und Eismassen wird hier nicht durch normale Gletscherbewegung, sondern durch Lawinen in tiefer gelegene Regionen verfrachtet. Der Blümlisalp-gletscher mit dem größten Nährgebiet erreicht mit seiner Zunge die tiefste Höhenlage (2200 m), wogegen die Gletscherfront des steilsten Gletschers, des Vorderen Blümlisalp-gletschers, mit dem kleinsten Nährgebiet am höchsten von allen fünf, nämlich auf 2480 m, gelegen ist (siehe Fig. 8). Gerade dieser letztere Gletscher hat oberhalb der Höhe von 3000 m eine ungefähr 100 m hohe und sehr steile Abbruchstelle (siehe auch Abb. 2).

2. Gletscherschwankungen

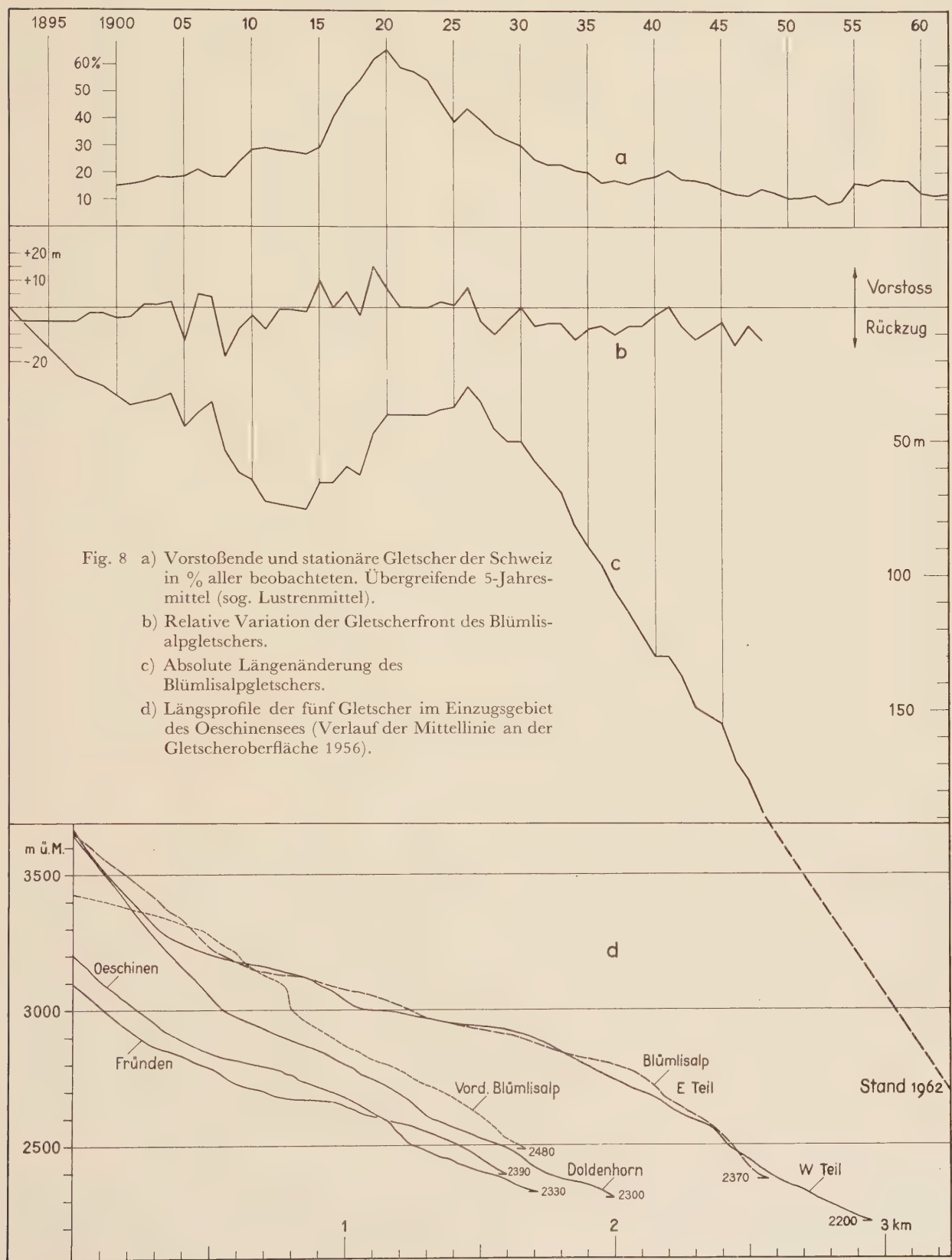
Von den erwähnten Gletschern wird seit 1892 einzig der Blümlisalp-gletscher von der Schweizerischen Gletscherkommission beobachtet. Bis zum Jahre 1948/49 wurde der Stand der Gletscherfront jährlich festgehalten (siehe Fig. 8). In den folgenden Jahren wurden die genauen Messungen durch den sich an der Gletscherzunge bildenden Moränensee verunmöglicht (siehe Abb. 11). 1953 hält MÜLLER fest: «Le lac du glacier de la Blümlisalp, écoulé, laissait apercevoir son fond de glace à fin octobre.» 1954 bemerkt LOMBARD: «Le glacier de la Blümlisalp a reculé, mais le lagot, devant lui, en s'élargissant jusqu'aux flancs du ravin, a empêché les mesures précises.» 1955 wird die Variation des Gletscherstandes des verflossenen Jahres mit 0 m und zwei Jahre später mit -12 m verzeichnet. 1957 soll sich die Zunge auf einer Höhe von 2180 m (approchées) befunden haben. In den übrigen Jahren fehlen die Angaben.

Am 6. Oktober 1965 habe ich den Blümlisalp-gletscher besucht, um die dortigen Verhältnisse zu studieren. Eindeutig ließ sich feststellen, daß der Gletscher nicht mehr bis zum Moränensee reichte. Die Gletscherzunge hatte sich um ungefähr 100 m von diesem entfernt abgesetzt (siehe Abb. 11). Wohl bedeckte die südliche Seitenmoräne eine Eisflanke, die sich fast bis zum See herunter nachweisen ließ, jedoch konnte ich feststellen, daß diese Eismasse mit dem Gletscher keinen eigentlichen Zusammenhang mehr hatte, und hangaufwärts war sie begrenzt durch das apere Felsband. Die Höhenlage der Seeoberfläche bestimmte ich zu 2182 m, die der Gletscherzunge zu ungefähr 2200 m. Die Oberfläche des Sees berechnete ich auf knapp 1 ha (größte Länge etwa 150 m, größte Breite etwa 100 m). Leider verfügte ich über kein Schlauchboot, um die Tiefenverhältnisse genau zu bestimmen. Ich schätze diese allerdings nicht groß, wahrscheinlich beträgt sie nur einige Meter. Dieser durch Moränen gestaute See sollte jährlich genau beobachtet werden. Erreicht sein Pegel die Kote 2185 m, so kann er oberflächlich abfließen und dadurch vielleicht einen Murgang auslösen.



Abb. 11 Gletscherfront des Blümlisalp-gletschers am 6. Oktober 1965. Vorne rechts der Moränenstausee (Kote Seeoberfläche: etwa 2182 m ü. M., Areal etwa 1 ha).

Der Rückgang der Gletscherfront des Blümlisalpgletschers beträgt seit 1892 rund 300 m (Fig. 8). Damit zeigt er ein Verhalten wie die meisten Gletscher in den Schweizer Alpen. Als Folge des feucht-kalten Klimas in Europa von 1909–1926 – die Sommertemperaturen (Juni bis September) waren deutlich unter dem Mittel – erkennen wir auch beim Blümlisalpgletscher eine deutliche Erholungsphase von 1914–1926.



Seither ist ein großer Gletscherschwund zu verzeichnen. Die neue Landeskarte hält die Gletscherstände von 1926–1929 fest. Der Übersichtsplan basiert auf Flugaufnahmen aus dem Jahre 1956.

Tabelle 12: Höhenlage der Gletscherfronten

Gletscher	Atlas Siegfried 1873	Neue Landeskarte 1926–1929	Übersichtsplan 1956
Blümlisalp	2180 m	2180 m	2200 m
Vorder Blümlisalp	2302 m	2400 m	2480 m
Oeschinen	2115 m	2165 m	2330 m
Fründen	—	2250 m	2390 m
Doldenhorn	—	2200 m	2300 m

Die Änderungen der Gletscherfronten geben zwar im allgemeinen ein schlechtes Bild über die Massenbilanz von Gletschern, können doch oft die topographisch-morphologischen Gegebenheiten die klimatischen überlagern und sich als Nebeneinflüsse stark geltend machen. Aus der Tab. 12 könnte man folgern, daß der Blümlisalp-gletscher stationär sei, was durchaus nicht zutrifft. Die Gletscherfront lag am Ende des letzten Jahrhunderts am vorderen Rand einer Talstufe, heute dagegen befindet sie sich am hinteren, bergseitigen. Obwohl ein Rückgang von rund 300 m verzeichnet wurde, blieb die Höhenlage der Gletscherzunge praktisch gleich.

Einen wesentlich besseren Aufschluß über Gletscherschwankungen vermitteln uns Vergleiche zwischen den vergletscherten Arealen. Als Grundlage der Tab. 13 dienten mir die oben genannten Karten (siehe auch Fig. 7).

Tabelle 13: Die Oberflächen der Gletscher in km²

Gletscher	Atlas Siegfried 1873	Neue Landeskarte 1926–1929	Übersichtsplan 1956
Blümlisalp			3,290
Vorder Blümlisalp	5,270	4,600	0,632
Oeschinen	0,553	0,628	0,478
Fründen (inkl. Fründenfirn)	0,954	0,954	0,803
Doldenhorn	1,508	1,508	1,428
Total	8,285	7,680	6,631
Vergletscherung d. Einzugsgebietes des Oeschinensees	39,5%	36,6%	31,6%

Rückgang der vergletscherten Areale: 1873–1926/29 7,3%
1926/29–1956 13,7%
1873–1956 20%

Hierzu ist folgendes zu bemerken:

Die Kartierungen der Gletscher im Jahre 1873 sind ziemlich ungenau. Dagegen sind die Aufnahmen von 1926/1929 und 1956 zuverlässig, da sie photogrammetrisch ermittelt wurden.

Vergleichen wir unsere Zahlen mit den gesamtschweizerischen Mittelwerten, wie sie von P. L. MERCANTON (1955) vorgelegt wurden: Im Jahre 1876 bedeckten sämtliche Gletscher der Schweiz eine Fläche von 1829 km², im Jahre 1926 eine solche von 1556 km². Der Rückgang der vergletscherten Areale betrug somit 273 km² oder 15%. Im Einzugsgebiet des Oeschinensees errechnet sich der Rückgang im gleichen Zeitraum zu bloß 7,3%. Die Oberfläche der beiden Blümlisalp-gletscher nahm um 12,7% ab, Fründen- und Doldenhorn-gletscher blieben stationär, und der Oeschinengletscher verzeichnete sogar einen Zuwachs von 13%. Das letzte Resultat ist vermutlich auf eine fehlerhafte Kartierung im Jahre 1873 zurückzuführen.

Im Zeitraum von 1926–1956, also unmittelbar nach der letzten Erholungsphase der Gletscher, ist ein starker Rückgang der Oberfläche bei allen fünf Gletschern feststellbar; bei beiden Blümlisalp-gletschern 14,7%, beim Oeschinengletscher 23,9%, beim Fründengletscher 15,8% und beim Doldenhorn-gletscher 5,3%, was im Mittel 13,7% ausmacht.

R. HÄFELI wies 1955 nach, daß in der Schweiz zwischen 1850 und 1950 die Null-Grad-Isotherme der mittleren Lufttemperatur im Mittel um etwa 2 m pro Jahr angestiegen ist, und nach P. L. MERCANTON sollen sich die Gletscherzungen von 165 beobachteten Schweizer Gletschern im Mittel ebenfalls um 2 m pro Jahr gehoben haben.

III. MORPHOLOGIE DES OESCHINENSEES

A. Einleitung

M. GROLL (1905) schreibt in seiner Abhandlung über den Oeschinensee (Seite 1): «Da kein oberirdischer Abfluß existiert und die als Abfluß des Sees anzusehenden Quellen direkt unterhalb des den See abdämmenden Schuttriegels klar sind, so müssen alle in den See gebrachten Schlammteilchen auch darin bleiben. Sie erhöhen demnach allmählich den Boden. Das legte den Gedanken nahe, durch Messung des Schlammabsatzes im See ein Maß für die Abtragung seines Einzugsgebietes zu gewinnen. Da dieses größtenteils unter Eis liegt, so könnte die Bestimmung dieser Abtragung auch ein Maß für die Felsabnützung durch die Gletscher bieten. Um die Sedimentation am Boden eines Sees zu messen, gibt es zwei Mittel. Das eine ist von Alb. HEIM mit Erfolg angewendet worden. Man versenkt Kästen im See und mißt die Schlammmenge, die sich in denselben in bestimmten Zeiträumen niederschlägt. Wie Alb. HEIM gezeigt hat, schwanken jedoch diese Quantitäten von Jahr zu Jahr außerordentlich. Eine zweite Methode, die allerdings den Nachteil hat, daß erst nach Jahrzehnten der Betrag der Sedimentation festgestellt werden kann, besteht in der Aufnahme einer möglichst genauen Tiefenkarte des Sees. Sind die Tiefenlotungen so genau fixiert, daß man jederzeit imstande ist, an den gleichen Punkten nachzumessen, so muß eine Wiederholung der Messung nach einem größeren Zeitraume den Betrag ergeben, um den der See aufgefüllt worden ist.» Diese Erwägungen veranlaßten M. GROLL, unter der Leitung von Prof. E. BRÜCKNER im Jahre 1901 eine genaue Tiefenkarte des Oeschinensees aufzunehmen.

Die vorliegende Isobathenkarte des Oeschinensees von M. GROLL diene mir für alle morphologischen Untersuchungen als wichtige Grundlage. Obwohl vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft mehrere Deltaaufnahmen an verschiedenen Schweizer Seen durchgeführt worden sind und schon umfangreiche Resultate vorliegen, fand ich es für wertvoll, das Problem der Seeverlandung am Oeschinensee zu studieren, zumal meines Wissens bis jetzt noch an keinem Gebirgssee in der Schweiz solche Untersuchungen angestellt worden sind. Die gewonnenen Ergebnisse dürften zudem für die Energiewirtschaft von Interesse sein, haben doch die Stauhaltungen in den Alpen in den letzten Jahrzehnten an Zahl stark zugenommen. Ferner erhoffe ich, durch meine nachfolgenden Schlüsse ein Größenmaß für die fluviale und glaziale Erosion in den Berner Kalkalpen zu finden und gerade zum immer noch nicht geklärten Problem der Glazialerosion einen Beitrag zu liefern.

B. Morphometrie

1. Die Aufnahme des Sees und die Zeichnung der Karte

a) Aufnahme des Ufers

Zu meiner Verfügung stand das Blatt 488 c I des Übersichtsplanes 1:10000 des Kantons Bern, welches auf Luftaufnahmen vom 1. Oktober 1956 basiert. Der Seespiegel wies damals die Kote 1578,25 m auf. Davon ließ ich eine Tochter Rekordpause im Maßstab 1:5000 anfertigen. M. GROLL hatte bedeutend größere Vorarbeiten zu leisten, mußte er doch die Uferlinie geodätisch aufnehmen. Ein Polygonzug längs des Ufers war des stellenweise ungangbaren Geländes wegen unausführbar. So ließ er in geeigneten Abständen rund um den See in 11 größere, am Seeufer gelegene Steine je einen Eisenbolzen ein. Diese 11 Punkte wurden von der Eidg. Landestopographie an die bestehenden trigonometrischen Punkte vierter Ordnung angeschlossen. Diese Fixpunkte ergaben das Gerippe für die Karte. 44 weitere Punkte, alles Profildpunkte, wurden zwischen den 11 anderen eingemessen. Die Uferlinie wurde so kartiert, daß die mit Hilfe von Bussole, Schritt- und Ruderschlagzählen vermessenen Teilstrecken zwischen die selten mehr als 60 m voneinander entfernten 55 Punkte eingepaßt wurden.

b) Auslotung des Sees

GROLL ging so vor, daß er insgesamt 36 Profile quer über den See legte, im allgemeinen Nord-Süd verlaufend, indem er zwischen den Profildpunkten eine Schnur spannte, die durch Schwimmer getragen wurde. Entlang der Profillinie wurde in regelmäßigen Abständen vom Ruderboot aus mit dem Bellocschen Lotapparat gepellt. Insgesamt führte GROLL rund 700 Lotungen durch.

Gerne hätte ich an den genau gleichen Fixpunkten mit der gleichen Methode gelotet. Leider war dies aber aus verschiedenen Gründen nicht möglich. Von den 11 trigonometrischen Punkten waren im Gelände nur noch deren 5 (A, B, I, K, L) auffindbar, wobei Punkt I beträchtlich verschoben worden ist. Die anderen ließen sich trotz Versicherungen nicht mehr genau rekonstruieren. Die übrigen 44 Profilendpunkte hätte ich nach der Karte neu einmessen müssen. Bei höchster Genauigkeit hätte der Fehler trotzdem $\pm 2,5$ m betragen. Ferner erwähnt GROLL, daß sich seine Schnur beim Anspannen dehnte und deshalb die vorher an der Schnur angebrachten Marken in Abständen von 25 m nicht mehr stimmten. Da er das Maß der Dehnung nicht angab, hätte ich wiederum die wahren Abstände der Lotpunkte aus der Karte mit einem Fehler von $\pm 2,5$ m zu ermitteln gehabt. Nach der Fehlerrechnung wären die Absolutfehler noch zu addieren. Somit war es mir unmöglich, auch nur ein einziges Profil von GROLL genau zu wiederholen. Gerade bei steilen Seehalden wirken sich kleine horizontale Abweichungen sofort auf die Tiefenmessungen aus. In unserem Falle mußten die Lotungen mit einer Genauigkeit von ± 5 cm durchgeführt werden. Schließlich hatte GROLL in Unkenntnis der Beckenform des Oeschinensees einige Profile sehr ungünstig gelegt und dadurch eine unzweckmäßige Verteilung der gepeilten Punkte erhalten. Aus diesen Gründen entschloß ich mich, anders vorzugehen und den ganzen See neu auszuloten. Mit Herrn Kohler vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft besprach ich die in Betracht kommenden Methoden:

aa) Vom Peilboot aus laufen drei Kabel in verschiedenen Himmelsrichtungen zu fest gewählten Punkten am Seeufer. An diesen Kabeln wird das Peilboot vertäut, um eine Abtrift während des Lotens zu vermeiden. Durch Verlängerung bzw. Verkürzung der einzelnen Kabel mittels Rollen auf dem Boot kann dessen Lage in jeder beliebigen Richtung verändert werden. An geeignet vorbestimmten und eingemessenen Punkten am Seeufer werden zwei Theodolite so aufgestellt, daß man mit ihrer Hilfe durch Vorwärtseinschneiden die genaue Lage des Peilpunktes ermitteln kann. Die Lagebestimmung der Lotung geschieht also rein optisch vom Ufer aus. Auf dem Peilboot befindet sich der Zeichner mit dem vorbereiteten Meßtischblatt nebst der Mannschaft mit der Peilapparatur. Die Bedienungsleute an den Theodoliten haben mit der Equipe auf dem Peilboot Funkverbindung. Damit kann praktisch gleichzeitig gepeilt, vorwärts eingeschnitten und damit die Kote sowie die Lage des Peilpunktes aufgetragen werden. Zur genauen Aufnahme des Seegrundreliefs können in einem Abschnitt hinreichend viele Punkte gelotet werden. Selbstverständlich müssen die Standorte der Theodoliten sowie die Vertäuerung für die verschiedenen Zonen eines Seeareals nach Notwendigkeit verändert werden. Dieses rationelle und sehr genaue Verfahren hätte ich sehr gerne angewendet. Jedoch kam es aus verschiedenen Gründen nicht in Betracht. Ein größeres, zum Peilen geeignetes Boot stand mir am Oeschinensee nicht zur Verfügung. Vielleicht hätte sich ein solches durch eine Kombination von zwei Ruderbooten oder durch einen Floßbau verwirklichen lassen. Im weiteren fehlten mir aber die technischen und finanziellen Mittel sowie die notwendige Hilfsmannschaft.

bb) Methode der Profilaufnahmen: Diese ist vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft entwickelt und bis in die neueste Zeit beibehalten worden. Ich verweise hier auf die umfangreiche, bestehende Literatur, besonders auf die «Mitteilung Nr. 34 des Amtes für Wasserwirtschaft» 1939.

cc) Das Echolot konnte wegen der geforderten Genauigkeit der Tiefenmessungen von ± 5 cm nicht in Frage kommen.

Aus den oben dargelegten Gründen war ich gezwungen, das zweite Verfahren etwas modifiziert anzuwenden.

Wie sollten die Profile, denen entlang gelotet wird, angelegt werden? Die annähernd elliptische Oberflächenform des Oeschinensees ließ eine radiale Anordnung der Profillinien um zwei «Brennpunkte» in Betracht ziehen, damit diese ungefähr rechtwinklig auf die Uferlinie verlaufen. Allein das hätte die Anlage zweier Profilendpunkte mitten im See erfordert. Dazu versenkt man in der Regel 1000 kg schwere Betonkörper auf den Grund. An diesen werden mit Drahtseilen Bojen befestigt, die als Ausgangspunkt für die strahlenförmig verlaufenden Profile zu dienen haben. Allein das Setzen dieser Profilzentren war mir unmöglich. Also blieb mir nichts anderes übrig, als die Profile ähnlich wie GROLL quer über den See zu spannen. Da mir aber die Beckenform des Sees bekannt war, legte ich die Profile in der Weise, daß sie fächerartig von Punkt I und B möglichst rechtwinklig auf die zu vermessenden, größeren Deltas verliefen. Auf diese Weise konnte ich das Delta des Berglibaches sowie diejenigen der Bäche in den Fründen und das des Heubergbaches ziemlich genau erfassen (siehe Beilage). Die Profilendpunkte wurden trigonometrisch festgelegt, wodurch die Einordnung der Aufnahme in das Koordinatennetz der Landesvermessung ermöglicht wurde.

Anstelle des vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft verwendeten Seemeßdrahtes mit 2,8 mm Durchmesser benutzte ich ein geflochtenes Nylonkabel von der Seilerwarenfabrik AG, Lenzburg, das ich mit Marken von 10 m Abstand versah. Die technischen Daten dieses Kabels lauten: Durchmesser 4 mm, Zerreißfestigkeit 300 kg.

Das sehr leichte, reiß-, scheuer- und verrottungsfeste, wasserunempfindliche, geschmeidige Nylonkabel hatte dem schweren Drahtseil gegenüber den Vorteil, viel müheloser verlegt werden zu können. Die Befestigung konnte auch an unzugänglichen Felswänden relativ leicht geschehen. Zum Spannen genügte eine kleinere Handwinde. Nachteilig wirkte sich jedoch die beträchtliche Dehnung des Kabels beim Anspannen aus. In der Regel betrug sie 8–10 %. Die Kenntnis des wahren Abstandes der Profilendpunkte verhalf mir jedoch, diese Zerrung genau zu ermitteln. Der eine Profilendpunkt war immer ein Teilpunkt des Seils. So erhielt ich die Länge der Profillinie ausgedrückt in Markenabständen. Es galt, diese in das Metermaß umzuwandeln. Dies geschah rechnerisch und graphisch, so daß die Peilpunkte am wahren Ort auf der Karte eingetragen wurden. In Abständen von 40 m wurde das Kabel an Schwimmerkugeln mit Abzweigschnüren befestigt, so daß es etwa 50 cm unter der Wasseroberfläche aufgehängt war und den Bootsverkehr auf dem See nicht beeinträchtigte. Das Kabel wurde sodann quer über eine Rolle über das Peilboot geführt. Ein Beobachter am Endpunkt einer Profillinie sorgte mit Nivellierinstrument und Signalflagge dafür, daß das Boot vor jeder Peilung genau auf die Profillinie gebracht wurde, was durch einige stoßende oder ziehende Ruderschläge leicht zu bewerkstelligen war. Die durch den Wind verursachte Abtrift mußte beachtet werden. Etwas mühsam gestaltete sich die Verschiebung des Bootes quer zu seiner Längsachse entlang des gespannten Kabels, indem ein Mann das Boot manuell durch Ziehen am Seil nur langsam fortbewegen konnte.

Die Lotungen erfolgten mit dem tragbaren Bellocschen Lotapparat, der mir von der Eidg. Landestopographie geeicht zur Verfügung gestellt wurde. Die Dezimeter konnten genau abgelesen und die Zentimeter geschätzt werden. Die Messungen wurden auf den Dezimeter auf- oder abgerundet, mit einem Fehler also von ± 5 cm.

Die bei der Schwimplatte angebrachten Absticheisen ermöglichten eine genaue Kontrolle des Wasserstandes. Der Pegel wurde regelmäßig morgens, mittags und abends abgelesen.

Zunächst wurden sämtliche Lotungen auf den von GROLL angegebenen Normalwasserstand (1578,36 m) umgerechnet, um ebenfalls eine Isobathenkarte zwecks Vergleich aufzuzeichnen.

Die Vorbereitungsarbeiten für die Seeauslotung konnte ich zuhause und im Gelände während einer Woche allein bewältigen; beim Peilen selber halfen mir meine Frau und zwei männliche Verwandte. Vom 6. bis 11. August 1962 konnten im Durchschnitt fünf Profile pro Tag ausgemessen werden.

Im Sommer 1965 führte ich einige Kontrollmessungen aus. Dabei änderte ich das Verfahren in der Weise ab, daß ich kein Kabel mehr spannte, sondern die unter aa) beschriebene Methode anwandte, wobei ein Beobachter am Ufer mit Signalflaggen das Peilboot auf die Profillinie dirigierte und ein zweiter dasselbe vom Ufer aus möglichst günstig mit dem Theodolit vorwärts einschnitt. Auf diese Art wurden noch die Profile 6, 8, 13, 14, 16, 17 und 19 aufgenommen. Da das Boot zum Ufer nicht vertäut war, konnten die Messungen nur bei absoluter Windstille durchgeführt werden. In den Morgenstunden liegt der See meistens bis gegen 10 Uhr spiegelglatt da. Unter solchen Verhältnissen gelangen die Messungen vorzüglich. Die ganze Seegrundaufnahme hätte aber dennoch nicht auf die letztere Weise innert nützlicher Frist ausgeführt werden können. Meiner Meinung nach haben sich die beiden Methoden gut ergänzt und können für ähnliche Aufnahmen auch in Zukunft in Betracht gezogen werden.

c) Zeichnung der Seegrundaufnahme

Auf Grund der 37 Profile mit insgesamt 629 Lotungen und auf Grund des schon erwähnten Übersichtsplanes konnte ich die Konstruktion der Seekarte auf maßhaltiges Papier im Maßstab 1:5000 vornehmen. Dabei leistete mir ein Ott-Auftragapparat für Polarkoordinaten, der mir vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurde, wertvolle Dienste. Winkelabtragungen konnten bis zur Bogenminute genau und Distanzen bis zur Genauigkeit von 50 cm in Wirklichkeit oder $\frac{1}{10}$ mm auf dem Plan ausgeführt werden. Das Koordinatennetz sowie alle eingemessenen Punkte wurden gestochen. Sämtliche morphometrischen Berechnungen gründen auf dieser Originalaufnahme.

Der stark variierende Wasserstand des Oeschinensees (siehe Kap. II, A) veranlaßte mich, die Seegrundaufnahme als Isohypsenkarte, und nicht wie GROLL als Isobathenkarte zu zeichnen. Wo der Verlauf der Höhenkurven unsicher war, weil repräsentative Punkte fehlten, nahm ich die Karte von GROLL zu Hilfe, rechnete die Tiefen auf Höhenkoten um und glich mich somit seiner Aufnahme an. Das Maß der Aufklärung durch den Vergleich der beiden Karten wurde dadurch keinesfalls überschätzt, sondern eher unterschätzt.

2. Die morphometrischen Werte des Oeschinensees

Diese habe ich auf Grund meiner Seeaufnahme vom Sommer 1962 mit Ergänzungen aus dem Jahre 1965 ermittelt. Zunächst wurden die einzelnen Isohypsenareale mit Hilfe eines Ott-Kompensations-Polarplanime-

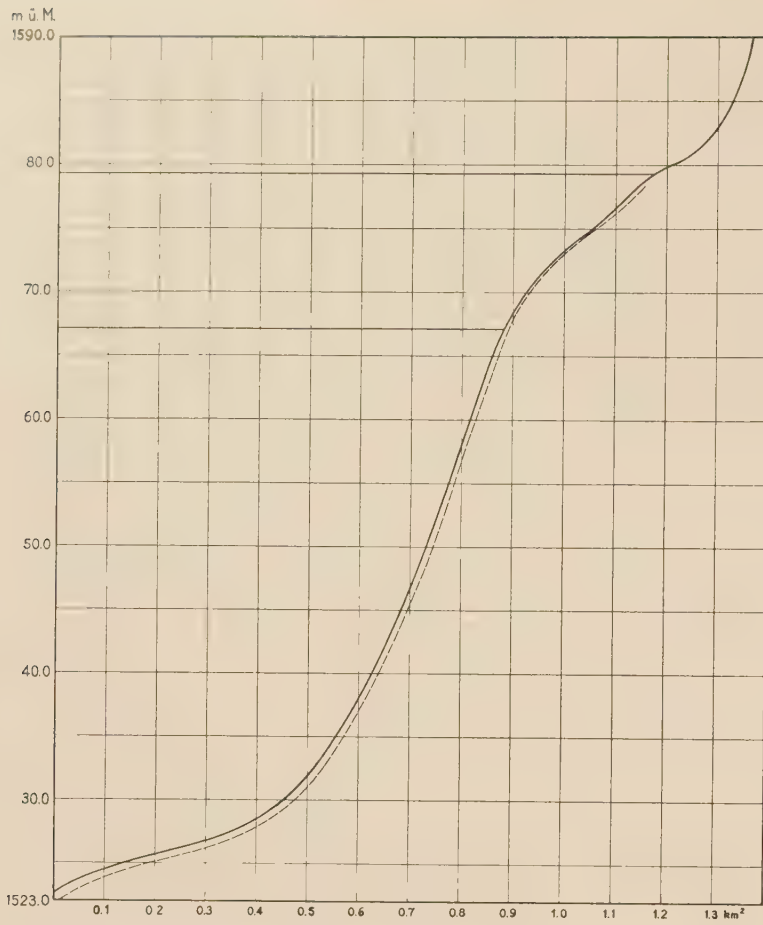


Fig. 9 Hypsographische Kurve des Oeschinensees

— 1962
- - - 1901

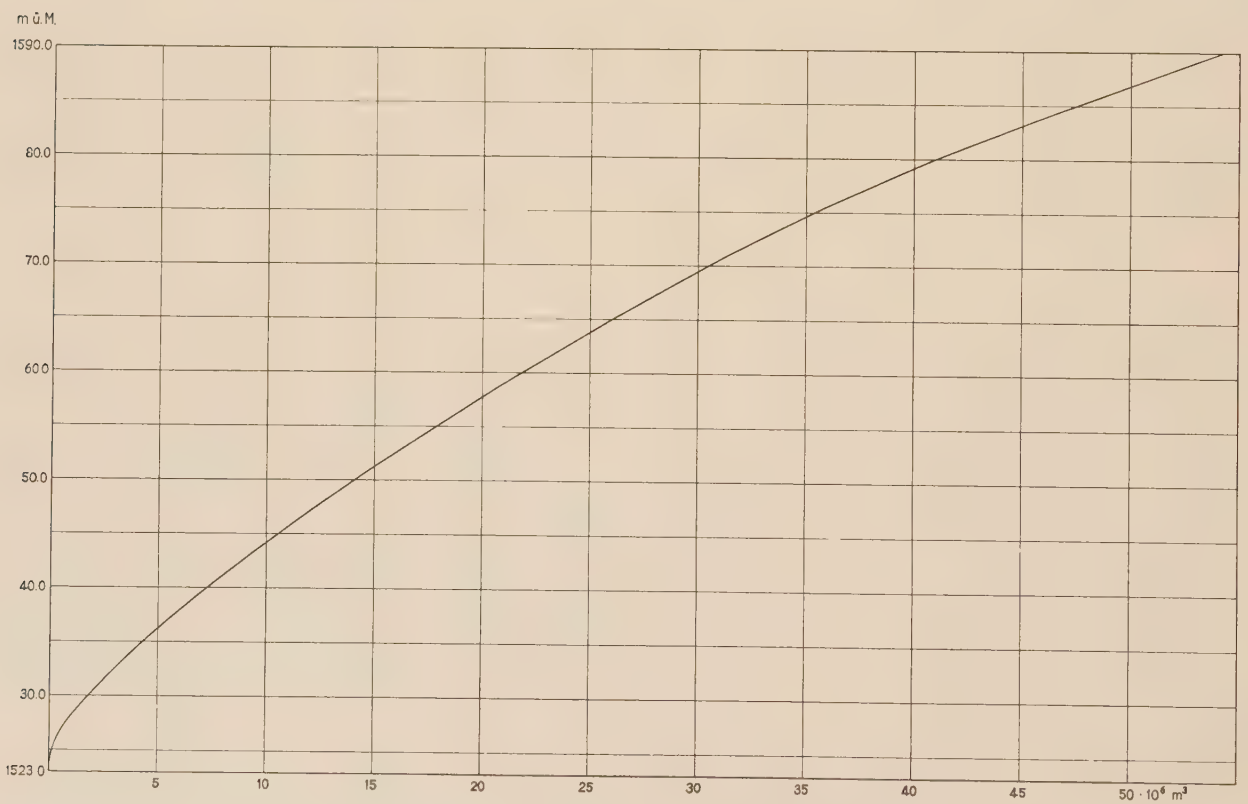


Fig. 10 Volumenkurve des Oeschinensees, berechnet nach der Seegrundaufnahme des Jahres 1962.

ters so genau als möglich bestimmt (siehe Tab. 14). Hernach zeichnete ich die hypsographische Kurve des Seebeckens (Fig. 9), und schließlich konnte ich hieraus die Volumenkurve (Fig. 10) berechnen. Letztere diente mir zur Aufstellung einer Volumen-Tiefenskala für später zu beschreibende, limnologische Untersuchungen.

Tabelle 14: Areale der Isohypsen- und Isobathenflächen 1962 und 1901

Höhe ü. M. m	Isohypsenflächen 1962 km²	Tiefe m	Isobathenflächen 1962 km²	Isobathenflächen 1901 km² (n. GROLL)
1525	0.1404	0	1.1417	1.160
1530	0.4541	5	1.0135	1.017
1535	0.5606	10	0.8840	0.906
1540	0.6262	15	0.8368	0.858
1545	0.6824	20	0.7912	0.814
1550	0.7308	25	0.7468	0.774
1555	0.7746	30	0.7046	0.731
1560	0.8161	35	0.6539	0.678
1565	0.8596	40	0.5990	0.619
1570	0.9262	45	0.5274	0.546
1575	1.0536	50	0.3992	0.422
1578.25	1.1417	55	0.0197	0.071
1580	1.2112	0 m = Kote 1578.25 m		0 m = 1578.36 m
1590	1.3680			

Tabelle 15: Morphometrische Daten des Oeschinensees

	Mittl. Hochwasserstand 1931–65	Mittl. Wasserstand 1931–65	Mittl. Niederwasserstand 1931–65
Meereshöhe	1579.31 m	1573.20 m	1567.11 m
Oberfläche	1,178 × 10 ⁶ m ²	0,998 × 10 ⁶ m ²	0,884 × 10 ⁶ m ²
Volumen	40,25 × 10 ⁶ m ³	33,6 × 10 ⁶ m ³	27,85 × 10 ⁶ m ³
Maximaltiefe	56,7 m	50,6 m	44,5 m
Mittlere Tiefe	34,2 m	33,7 m	31,5 m
Größte Länge W–E	1715 m	1575 m	1460 m
Größte Breite N–S	975 m	900 m	880 m
Uferlänge bei Kote 1580.0 m			
Uferentwicklung	= 1,33		
Einzugsgebiet (mit Seeoberfläche)	22,0 km²		
Mittlere Höhe des Einzugsgebietes	2476 m		
Vergletscherung (1956)	31,6%		
Verhältnis Einzugsgebiet zu Seeareal (bei Kote 1573.2 m)	21:1		

C. Zur Verlandung des Oeschinensees

1. Bestimmung der Volumenabnahme durch Vergleich der Seegrundaufnahmen von 1901 und 1962

GROLL berechnete 1901 das Volumen des Oeschinensees bei Normalwasserstand zu 40,19 Millionen m³. Den Normalwasserstand definierte er etwas umständlich:
«1 m unter dem Punkt 29 an der Lärsterfluh und 2,06 m unter dem trigonometrischen Fixpunkt 4. Ordnung Nr. 141.»

Aus den Resultaten des Nivellements vom 4. Oktober 1904, ausgeführt vom damaligen Eidg. hydrometrischen Büro, konnte ich die Kote des sog. «Normalwasserstandes» berechnen.

Trigonometrischer Punkt 4. Ordnung Nr. 141	
Kote Oberkante des Steins	1583,68 m
	— 2,06 m
Kote Normalwasserstand alter Horizont R. P. N.	1581,62 m
	— 3,26 m
Kote Normalwasserstand neuer Horizont R. P. N 373,6 m	1578,36 m
oder:	
Kote Punkt 29 an der Lästerfluh	1582,62 m
	— 1,00 m
Kote Normalwasserstand alter Horizont	1581,62 m
	— 3,26 m
Kote Normalwasserstand neuer Horizont	1578,36 m

Anhand meiner Seegrundaufnahme vom Sommer 1962 bestimmte ich das Volumen des Oeschinensees bei der Pegelhöhe von 1578,36 m zu 39,11 Millionen m³. Hieraus errechnet sich die Inhaltsverminderung, oder mit andern Worten die Seeauflandung während der Zeit von 61 Jahren zu 1,08 Millionen m³. Die mittlere, jährliche Ablagerung im See beträgt somit 17 700 m³ oder 850 m³ pro km² des Einzugsgebietes.

Wie schon erwähnt, habe ich im Jahre 1962 im Anschluß an die Seeauslotung eine Isobathenkarte entworfen. Die Tiefen bezog ich auf den von GROLL definierten Normalwasserstand von 1578,36 m ü. M., um direkte Vergleiche anstellen zu können. Aus Tab. 14 sind die Areale der einzelnen Isobathenflächen zu entnehmen. Auf die Wiedergabe dieser Tiefenkarte wurde verzichtet, da sie infolge des stark ändernden Wasserstandes des Oeschinensees nur einen momentanen Wert hat. Durch den Vergleich der beiden Aufnahmen bestimmte ich die Seeauflandung zu 1,314 Millionen m³, woraus sich die jährliche Ablagerung im See zu 21 550 m³ oder 1030 m³ pro km² des Einzugsgebietes errechnen läßt.

Die beiden Berechnungsarten stellen Extremwerte dar. Da ich bei der Isohypsenkarte die Aufnahme von 1901 in fraglichen Fällen heranzog und mich auf diese stützte, liefert die Höhenkurvenkarte eine zu kleine Verlandung. Meine Isobathenkarte ist aber ungenauer als die Isohypsenkarte, weil mir weniger Lotpunkte zur Verfügung standen. Die Kontrollmessungen im Jahre 1965 ergaben, daß ich zeitweilig die Tiefenkurven bei fehlenden Peilpunkten etwas zu weit gegen die Seemitte gezogen hatte, womit das Maß der wahren Seeauffüllung überschritten wurde. Die wahren Werte der Auflandung liegen also zwischen den oben genannten Extrema, und zwar näher bei den zuerst angeführten.

Selbstverständlich dürfen wir von GROLL's und meiner Seegrundaufnahmen nicht die gleiche Genauigkeit verlangen wie von den Deltaaufnahmen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft. Während wir pro km² rund 700 Punkte loteten, nehmen jene bis über 2000 Punkte pro km² auf (siehe Tab. 16), bei den jüngsten Aufnahmen steigt die Zahl sogar noch höher an.

Tabelle 16: Ergebnisse der Deltaaufnahmen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft
(Siehe Mitteilung Nr. 34, 1938, und «Das Rheindelta im Bodensee»
Bericht des österreichischen Rheinbauleiters 1961)

Flußlauf und See	Beobachtungsperiode Jahre	Durchschnittliche Ablagerung pro Jahr m³	Einzugsgebiet km²	Mittlere jährliche Ablagerung pro km² des Einzugsgebietes m³
Rhein und Ach Bodensee	1921–1931	3 566 000	6961	513
	1931–1941	3 428 000		493
	1941–1951	1 883 000		271
	1951–1961	3 787 000		544
Mittel	1921–1961	3 166 000		455
Aare, Brienzersee Linth, Walensee Ticino, Verzasca und Maggia, Langensee	1898–1932/33	155 000	554	280
		126 000	554	227
	1890–1932	1 116 500	2897	388

2. Berechnung der Lebensdauer

«Die stehenden Binnengewässer der Erde sind im allgemeinen von sehr beschränkter Lebensdauer; eine Menge von Erscheinungen wirken zusammen, sie zu vernichten. Die Flüsse und Bäche füllen die Seen der Gebirgsränder mit Geröll. So wird der Bodensee durch die Tätigkeit des Rheins beständig verkleinert, und man kann berechnen, daß er in 12 500 Jahren ausgefüllt sein wird; die Lebensdauer des Genfersees, dem die Rhone jährlich 2 000 000 m³ Sinkstoffe zuführt, wird auf 45 000 Jahre, die des Vierwaldstättersees auf 23 000 Jahre berechnet. Flachere Teiche und Altwasser, deren Ufer mit reichem Pflanzenwuchs bedeckt sind, verlanden allmählich durch Einwuchern der Vegetation von den Ufern her.» (R. HESSE)

Mit Hilfe der im vorangehenden Kapitel dargelegten Meßergebnisse sind wir nun in der Lage abzuschätzen, wie lange es noch dauern wird, bis der Oeschinensee verlandet sein wird. Dabei setzen wir voraus, daß die Abtragungsvorgänge im Einzugsgebiet und damit die Ablagerungen im See im gleichen Größenmaß fortgesetzt werden wie in der Beobachtungszeit von 1901–1962. Bis zur Überlaufkote von 1583,8 m ü. M. läßt sich der Inhalt des heutigen Seebeckens nach der Volumkurve zu 45,8 Millionen m³ bestimmen. Bei Annahme des minimalen Wertes der Seeauflandung von 1,08 Millionen m³ in 61 Jahren berechnet sich die Zeit zu 2590 Jahren, bei Verwendung des maximalen Betrages von 1,314 Millionen m³ in der gleichen Meßperiode zu 2130 Jahren.

Ein einmaliges, außerordentliches Ereignis, wie zum Beispiel ein Bergsturz, aber auch nur langsam ablaufende Veränderungen der exogenen Kräfte, hervorgerufen durch Klimaschwankungen und dergleichen mehr, was beim heutigen Zeitpunkt nicht vorauszusehen ist, stellen die ausgeführte Zeitrechnung natürlich in Frage.

3. Untersuchungen am Berglibachdelta

Zur Sedimentation in bündnerischen Seen schreibt JÄCKLI (1957): «Wenn Seen auch oberirdische Zuflüsse besitzen, so zeigen ihre Ufer doch nur selten eigentliche Deltabildungen. An ihnen sind noch nie Vermessungen zur Bestimmung ihres Wachstums ausgeführt worden. Mengenmäßig sind diese Deltasedimente jedenfalls fast bedeutungslos, da heute nur noch solche Seen existieren, deren Zuflüsse eine weit unterdurchschnittliche spezifische Schuttführung aufweisen. Alle anderen Seen, die nach dem letzten Rückzug der Gletscher einst vorhanden waren, sind seither durch Deltaverlandung ausgefüllt worden.»

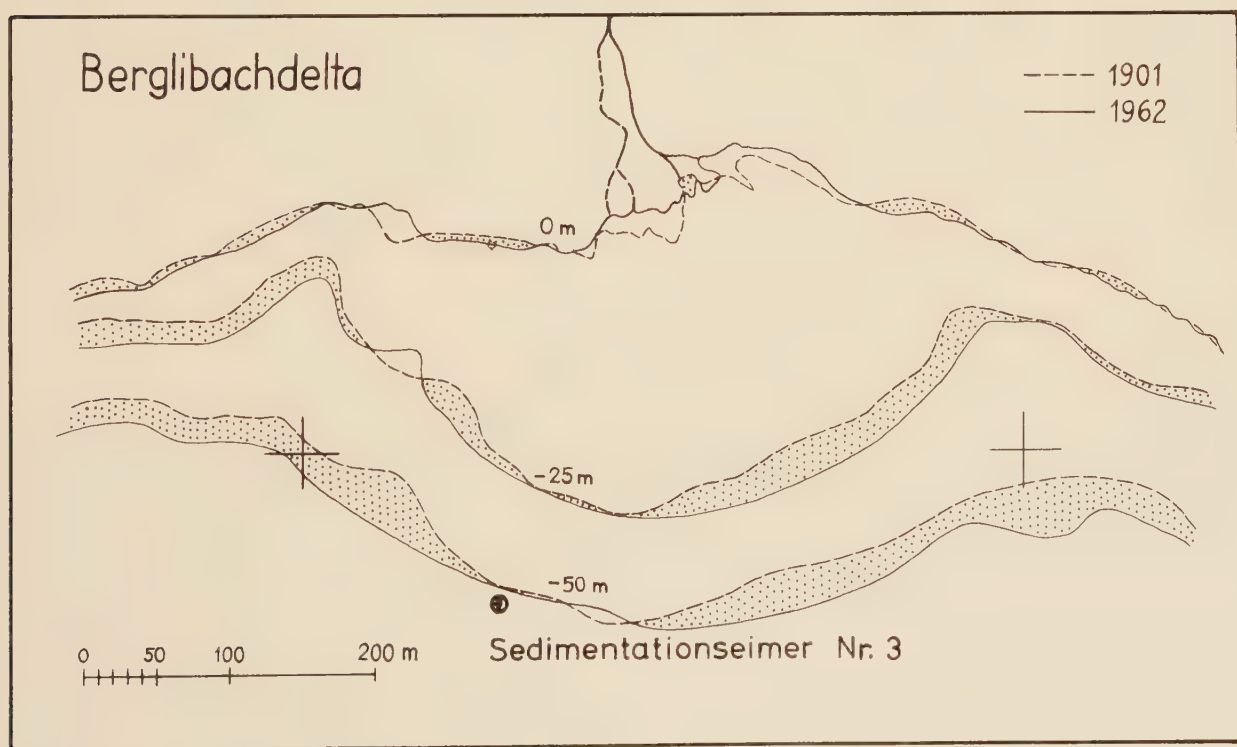


Fig. 11 Veränderungen am Berglibachdelta im Zeitraum von 1901–1962. 0 m = Kote 1578.36 m, Isobathen in 25 m und 50 m Tiefe.

- a) Aus Fig. 11 geht hervor, daß das Delta des Berglibaches von 1901 bis 1962 in beträchtlichem Maße, vor allem in den randlichen und tieferen Partien, in den See vorgestoßen ist. Die negativen Abweichungen der 0-m-Isobathe oder der Uferlinie beim sog. «Normalwasserstand» dürften von einer mangelhaften Kartierung im Jahre 1901 stammen.
- b) Auf dem Berglibachdelta befindet sich westlich der Berglibachmündung, nahe am Ufer, ein auffallend großer Felsblock, dessen Gewicht ich über 100 t schätze (siehe Abb. 13). Dieser Stein trägt den Fixpunkt I, dessen Koordinaten 1901 genau bestimmt wurden. Bei der Vermessung im Jahre 1962 stellte ich fest, daß sich der betreffende Stein beträchtlich verschoben hatte (siehe Tab. 17). In der Folge beobachtete ich seine Lage jedes Jahr. Weiterhin interessant ist folgende Tatsache: aus der Beschreibung der Fixpunkte aus dem Jahre 1901 geht hervor, daß der Stein auf flachem Gelände gelegen habe, und die Höhenkote des Eisenbolzens wurde mit 1580.0 m angegeben. Im Sommer 1965 bestimmte ich die Höhenkote zu 1581.0 m. Der Stein wurde also bei einer horizontalen Verschiebung von über 12 m noch um einen ganzen Meter gehoben! Wie aus Abb. 12 hervorgeht, ist das Gelände hinter dem Stein ebenfalls nicht mehr flach. Eine deutliche Auffüllung ist erkenntlich.

Tabelle 17: Verschiebung des Felsblockes mit Fixpunkt I auf dem Berglibachdelta

Koordinaten des Punktes I			
	x	y	
1901	— 49 846,9 m	+ 22 137,1 m	
1962	— 49 858,6 m	+ 22 134,2 m	
1965	— 49 859,2 m	+ 22 133,9 m	
Verschiebungsbeträge			
	x	y	Resultierende
1901–1962	11,7 m	2,9 m	12,05 m
1962–1965	0,6 m	0,3 m	0,68 m
1901–1965	12,3 m	3,2 m	12,73 m
Durchschnittliche jährliche Verschiebung			
	x	y	Resultierende
1901–1962	19,2 cm	4,75 cm	19,75 cm
1962–1965	20,0 cm	10,0 cm	23 cm
1901–1965	19,2 cm	5 cm	19,9 cm

- c) Nach Fig. 11 habe ich die horizontalen Verschiebungen der 0-m-, 25-m- und 50-m-Isobathe in 61 Jahren ausgemessen:

	mittl. Länge	mittl. horizontale Verschiebung	Fläche
0 m	870 m	12,7 m	11 080 m ²
25 m	910 m	11,7 m	10 620 m ²
50 m	830 m	18,3 m	15 190 m ²
Mittel	870 m	14,2 m	12 297 m ²

Rechnen wir mit einer mittleren Grundfläche von 12 000 m² und der Höhe von 50 m, so erhalten wir ein ungefähres Maß für die Ablagerung im Gebiet des Berglibachdeltas: 600 000 m³ in 61 Jahren oder rund 10 000 m³ pro Jahr.

- d) Gerade am Beispiel des Berglibachdeltas erkennen wir deutlich, daß sein Wachstum nicht allein durch fluviale Ablagerungen an seiner Stirnseite bedingt ist.

Etwa 100 m westlich vom Wasserfall des Berglibaches (siehe Abb. 6a) befindet sich ein mächtiger Schuttkegel an der Mündung einer über 500 m langen Runse, deren Einzugsgebiet bis in eine Höhe von 2400 m reicht. In jedem Winter geht hier mindestens eine Lawine nieder, und bei starken Regengüssen und Gewittern während des Sommers reißen Wildbäche viel grobes Gesteinsmaterial mit in die Tiefe. Dadurch wurde auf dem westlichen Teil des Berglibachdeltas, das ja vor 60 Jahren größtenteils flach war, ein mächtiger Schuttkegel abgelagert, an dessen vorderem Rand sich heute der Felsblock mit dem Fixpunkt I befindet. Diese Massenaufschüttung auf der Bergseite des Deltas stellt eine zusätzliche Belastung des Untergrundes dar. Un-



Abb. 12 Berglibachdelta. Am Ufer ist ein auffallend großer, dunkler Felsblock ersichtlich, welcher den Fixpunkt I trägt. Man beachte, wie der naß abgelagerte Schuttkegel auf dem Delta flacher geböscht ist als die trockene Schutthalde im Vordergrund.

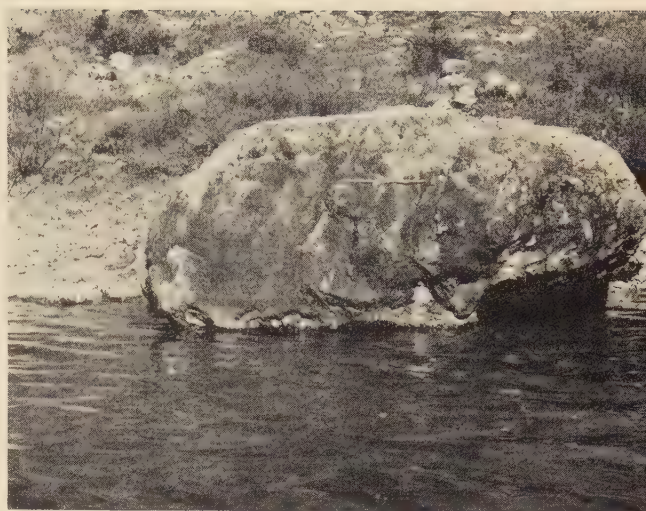


Abb. 13 Felsblock mit Meßpunkt I am Ufer des Berglibachdeltas (9. Oktober 1963). Ansicht von Süden. (Auf der Stirnseite ist ein Stab von 1 m Länge angebracht.)

ter diesem Druck stößt das Delta kriechend seewärts vor. Der Felsblock auf seiner Oberfläche gibt uns ein Größenmaß der Massenverlagerung. Darin erblicke ich einen schlagenden Beweis für die Solifluktion im Deltagebiet. Würde das Delta nur durch Ablagerungen von Alluvionen an seiner Stirnseite Zuwachs erfahren, so wäre der Felsblock längstens vom Schuttkegel zugedeckt worden. Die Solifluktion im Delta wird zudem durch das Vorhandensein von Wasser begünstigt. Aus Abb. 13 ist im weitem klar zu erkennen, wie der naß abgelagerte Schuttkegel bedeutend flacher geböscht ist als die trockene Schutthalde im Vordergrund.

In ähnlicher Weise stoßen auch die zwei verschmolzenen Deltas der Bäche in den Fründen langsam gegen den See vor. In der Seegrundaufnahme von M. GROLL sind im Bereiche dieser Deltas jedoch weniger repräsentative Lotpunkte vorhanden als beim Berglibachdelta, und somit verzichtete ich auf eine nähere Untersuchung. Bei den Deltas der Bäche in den Fründen finden wir in jedem Frühjahr an ihrer bergseitigen Begrenzung zahlreiche Lawinenkegel. Durch die Erhöhung der Schuttkegel bergseits steigt die Belastung des Untergrundes und die hangabwärtstreibende Schwerkraftkomponente nimmt zu, wodurch die Solifluktion verstärkt wird. Wir werden sehen, daß es diese langsam in den See hinausweichenden Alluvionsböden sind, die den Hauptanteil an der Seeverlandung ausmachen.

4. Die Seegrunderhöhung

Verteilen wir die in den See abgelagerten Alluvionen von rund 1 Million m³ Inhalt während der 61jährigen Meßperiode gleichmäßig auf die rund 1 Million m² messende Seeoberfläche, so erhalten wir eine mittlere Seegrunderhöhung von rund einem Meter. Ich habe das Mittel sämtlicher geloteter Punkte innerhalb der 50-m-Isobathe der Aufnahmen von 1901 und 1962 gebildet und damit die mittlere Höhe des heute rund 0,4 km² messenden Profundals bestimmt und miteinander verglichen. Ich bin mir bewußt, daß dieser Vergleich nur eine grobe Schätzung der Seegrunderhöhung liefern kann. Das Resultat ist erstaunlich:

Mittlere Höhe des Seegrundes innerhalb der 50-m-Isobathe:

1962	83 Punkte	1552.91 m
1901	130 Punkte	1552.74 m
Erhöhung in 61 Jahren		0,17 m

Wir werden sehen, daß diese Größenordnung durch andere exakte Messungen bestätigt wird.

D. Untersuchungen über die rezente Sedimentation im Oeschinensee

1. Einleitung

Um die im vorangehenden Kapitel gewonnenen Ergebnisse zu stützen, bzw. näher zu erläutern, stellte ich mir die Aufgabe, die jährliche Sedimentation im Oeschinensee mit anderen Methoden zu messen. In Frage kamen:

- direkte, kurzfristige Sedimentationsmessungen mit einem geeigneten Auffangapparat, welcher im See exponiert wird,
- indirekte Bestimmung der Sedimentation durch Untersuchung von Bohrprofilen, die aus verschiedenen Zonen des Seebodens mittels Schlammloht gestochen werden,
- Untersuchungen des jährlichen Schwebestoffhaushaltes im Oeschinensee sowie der Schwebestoffführung der Zuflüsse und Abflüsse.

Es fällt auf, daß die Beckenform des Oeschinensees, um mit FOREL (1901) zu reden, derjenigen eines Sees im Übergang vom Reife- zum Greisenalter entspricht, das heißt, die Sohle des Sees ist weitgehend eingeebnet und nimmt ein relativ großes Areal ein. Die 1530-m-Isohypse, welche generell den Übergang der Sohle in die Halde anzeigt, umfaßt schon mehr als die Hälfte des dauernd mit Wasser überschwemmten Secareals. Die Beschaffenheit dieses relativ flachen Seegrundes ist erwartungsgemäß konform, gelangen doch auf ihn nur die feinen Flußalluvionen, die die Unebenheiten der Sohle durch Kolmation ausgleichen. Ferner beobachten wir, insbesondere beim Berglibachdelta, eine ausgesprochene Gefällsknickung, indem der flache Beckenboden aus dem sublakustren Fuß des Deltas nur ganz sanft gegen die Seemitte hin abfällt. Diese deutliche Absetzung der Sohle vom Delta selbst ist durch eine andere Art der Ablagerung bedingt. Das gröbere Material, das der Bach als Geschiebe mit sich transportiert, wird auf bekannte Art im Deltabereich abgelagert, und nur die feinsten Alluvionen bleiben länger als sog. Schwebestoffe in Suspension im Seewasser (siehe Abb. 14). Die Schwebestoffe werden im allgemeinen gleichmäßig über das gesamte Secareal verteilt, zumal von verschiedenen Seiten her Bäche in den See münden. Je mächtiger die Wasserschicht über dem Seeboden ist, desto mehr Schlamm wird sich aus ihr niederschlagen. Die Sedimentation wird daher über den tieferen Stellen des Sees größer sein als über den seichtereren Zonen des Litorals. Ferner spülen die auf den Strand auflaufenden Wasserwellen die feinsten Bestandteile der Uferbank ab. Der Unterstrom der Wellen führt die Teilchen in Suspension seewärts weg. An den steilen Seehalden bleiben die Schwebestoffe nicht hängen. Die geringste Wasserbewegung, schon nur diejenige der Seiches, wirbelt sie wieder auf, bringt sie erneut in die Schwebelage, und erst im Bereich der unbewegten Wassermassen, im Profundal also, kommen sie zum endgültigen Absetzen. Indem also die Zuwachsschichten über den tieferen Partien immer mächtiger sind als über den anderen, wird das Sedimentationsrelief immer weniger ein Abbild des ehemaligen Erosionsreliefs, wie es vor der Entstehung des Sees bestand. Auf diese Weise hat der Seegrund im Oeschinensee allmählich die heute vorhandene Ebenheit erlangt. Subaquatische Rutsch- und Gleitvorgänge in der Seehalde können die Einebnung noch verstärken und beschleunigen.

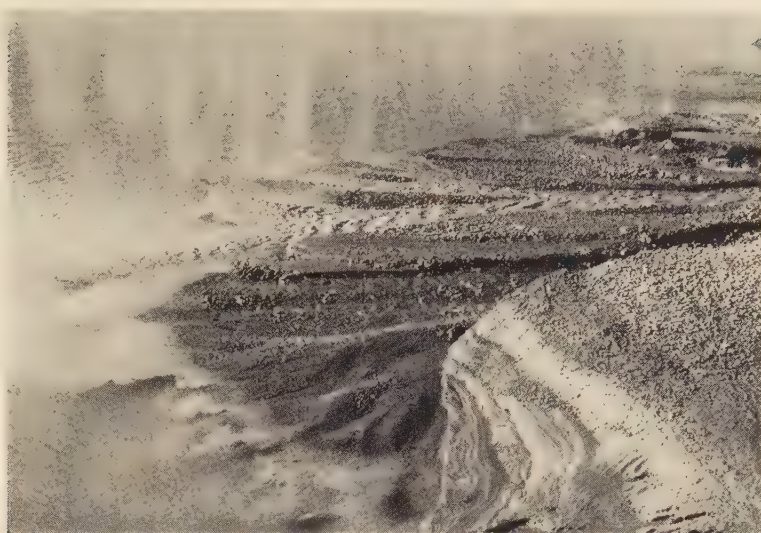
2. Messung der jährlichen Sedimentation mit Hilfe von Sedimentationseimern

a) Meßmethodik

Im Jahre 1873 versenkte Alb. HEIM (1900) auf den Grund des Vierwaldstättersees sechs Schlammstammeln, die ihm zwar alle verloren gingen. In den Jahren 1897–1899 hatte er mehr Erfolg, indem es ihm gelang, die Stämme mittels eines zum Ufer hin verlegten Kupferkabels wieder zu heben. Auf seine Meßergebnisse werde ich später zurückkommen.

Auch GROLL versuchte im Jahre 1901, mit Hilfe eines Kastens den jährlichen Schlammabsatz im Oeschinensee zu messen, um Rückschlüsse auf die Denudation im Einzugsgebiet zu ziehen. Am 23. August 1901 versenkte er in der Seemitte einen mit Schellack überzogenen Eisenblechkasten ($50 \times 50 \times 25$ cm) auf den Grund. Am 29. Oktober 1901 hob er ihn wieder mit Hilfe eines auf dem Seegrund nach dem Ufer hin verlegten Drahtes. Die Schlammstammeln maß etwa 1,5 mm im nassen Zustand. Am folgenden Tag wurde der Kasten wieder versenkt, um ihn für die Dauer eines Jahres zu exponieren. Der am Ufer befestigte Verbindungsdraht aus Siliziumkupfer wurde jedoch samt zwei weiteren Drähten durch die Eisschollen auf dem absinkenden Seespiegel im Winterhalbjahr zerrissen. Im August des Jahres 1902 versuchte man erfolglos, den Kasten und das abgerissene Kabelstück mit einem eigens dazu konstruierten Anker zu heben. Der Kasten blieb unauffindbar. GROLL äußert die Ansicht, der Kasten sei mit dem Draht möglicherweise so tief in den Schlamm eingesunken, daß er vom Anker nicht mehr erfaßt werden konnte.

Abb. 14 Mündungszone eines kleineren Baches am Oeschinensee. Das Wasser des Zuflusses führt reichlich viele feinen Alluvionen, welche im See unmittelbar in Suspension gehen.



Die gleiche Methode zur Messung des Schlammabsatzes mit auf den Seegrund versenkten Kasten hat das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (siehe Lit. COLLET L. W. 1916) im Brienzensee (1908–1910) und im Walensee (1910–1913) mit Erfolg angewendet; ebenso G. GÖTZINGER (1912) in den Jahren 1907–1909 im Lunzer Untersee.

Im Jahre 1934 wurden Menge und Jahresgang der Sedimentation im Lunzer Untersee durch F. BERGER (siehe Lit. F. RUTTNER 1962) untersucht. Eine in ein Dreifußgestell eingebaute Glasglocke mit der Öffnung nach oben wurde in etwa 30 m Tiefe auf den Schwebboden unter den nötigen Vorsichtsmaßnahmen aufgestellt und jeweils nach etwa einem Monat wieder gehoben, um das gesammelte Sediment im Labor zu untersuchen.

Ferner verweise ich auf die von E. A. THOMAS verfaßte Publikation «Produktionsforschungen auf Grund der Sedimente im Pfäffiker- und Zürichsee» 1951, in der eine vom Verfasser konstruierte Sedimentmeßpfanne beschrieben wird.

Schließlich möchte ich noch erwähnen, daß vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, wie mir Herr Kohler mitteilte, im Jahre 1963 erneut Sedimentationsmessungen mit einem hierzu neu konstruierten Apparat ausgeführt wurden. Die Meßergebnisse stehen noch aus.

Die besonderen hydrologischen Verhältnisse sowie die von GROLL gemachten Erfahrungen am Oeschinensee zwangen mich, ein neues System auszuprobieren. Eine Verankerung des Sedimentationsmeßgerätes an den Ufern konnte nicht in Frage kommen, da der See während seines Tiefstwasserstandes im Frühjahr immer vereist ist. So kam ich auf die Idee einer Aufhängevorrichtung an Ort und Stelle im See mit Hilfe von Schwimmern. Dies gestattete mir zugleich, das Auffanggerät für die Sedimente nicht auf den Grund absetzen zu lassen, sondern in angemessenem Abstand über dem Grund aufzuhängen. Damit konnte der Einsinkgefahr sowie der Verfälschung durch aufgewirbelten Schlamm bei Bodenkontakt ausgewichen werden. Ferner war damit eine horizontale Lagerung der Auffangfläche sicher garantiert. Bei der Versenkung von Kasten auf den Seegrund ist dies bei Unkenntnis des Bodenreliefs nicht immer der Fall. So ist zum Beispiel ein vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft auf den Grund des Walensees versenkter Apparat im Jahre 1964 umgestürzt. Ein anderes Mal wurde die ans Ufer verlegte Verankerung durch Sabotage zerstört.

Beim Aussetzen meiner Sedimentationseimer ging ich folgendermaßen vor:

Ein Ankerstein von etwa 10 kg Gewicht wurde mit verzinktem Eisendraht von 2 mm Durchmesser mehrmals umwickelt. Daran wurde ein starker Eisenring befestigt, an dem das zum Schwimmer geführte Nylonkabel endigte. Der Schwimmkörper aus weißem Schaumpolystyrol mit den Ausmaßen von $45 \times 23 \times 11$ cm und 4 Hohlräumen wies einen Auftrieb von etwa 4 Kilopond auf.

Technische Daten des Schaumpolystyrols:

Spezifisches Gewicht	30 g/dm ³
Biegefestigkeit	4,6–7,7 kg/cm ²
Druckspannung	1,8–2,5 kg/cm ²
Zugfestigkeit	4,7–6,4 kg/cm ²
Wasseraufnahme, getaucht, nach 7 Tagen . . .	0,7 Vol.-%

Herstellerfirma: R. Meiers Söhne AG Künten (AG).

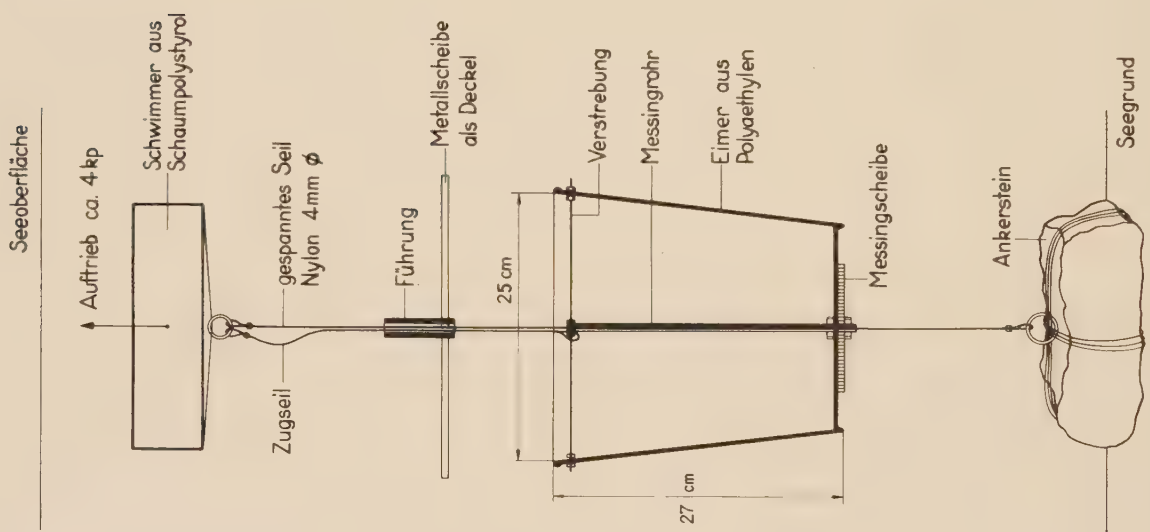


Fig. 12 Sedimentationseimer nach Eigenkonstruktion des Verfassers.

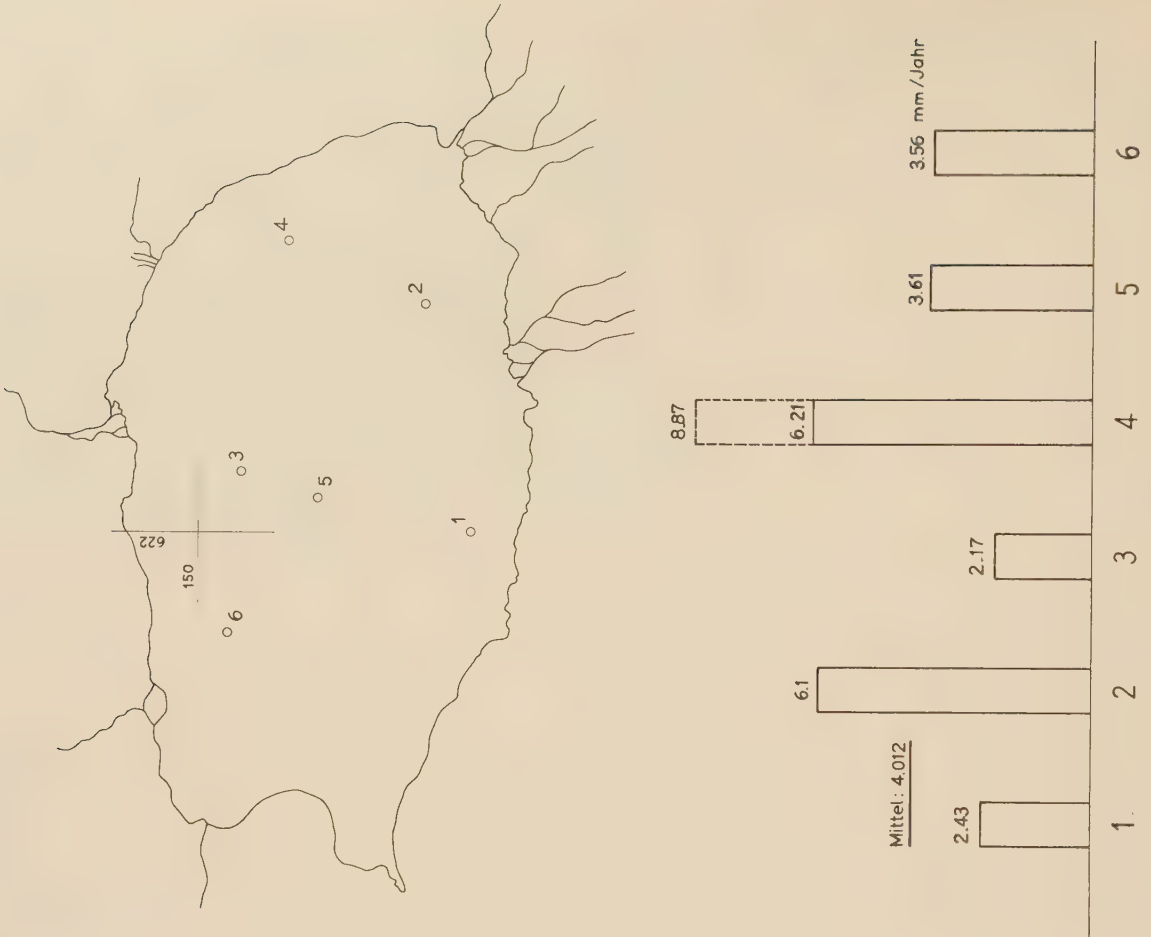


Fig. 13 Lage der sechs Sedimentationseimer im Oeschensee und Beiträge der jährlichen Sedimentationshöhe (1963/1965).

Ankerstein, Kabel und Schwimmer bildeten die Aufhängevorrichtung. Am Schwimmkörper konnte nun mit Hilfe eines zweiten Kabels der Sedimentationseimer aus Kunststoff etwa 3–5 m über Grund aufgehängt werden (siehe Fig. 12). Da Polyäthylen ein spezifisches Gewicht von knapp 1,0 hat, also im Wasser schwimmt, mußte ich den Eimer mit einer Messingscheibe, die auf die Unterseite des Bodens geschraubt wurde, beschweren. Diese Messingscheibe wurde so bemessen, daß der Eimer mit einem Sinkgewicht von rund 500 Pond im Wasser versank.

Tabelle 18: Daten der Sedimentationseimer, die im Oeschinensee exponiert wurden

Nr. Datum	Expositions-dauer	Ungefähre Kote des Ankersteins	Höhenlage des Schwimmers		Einsinken des Ankers in den Seegrund	Kabellänge Schwimmer-Eimer	Höhe des Eimers über Grund
			beim Aussetzen	beim Einholen			
1 9. 6. 1963	2 Jahre	1526 m	1568,25 m	1567,55 m	0,70 m	38 m	4,25 m
2 7. 6. 1964	1 Jahr	1533 m	1569,42 m	1568,5 m	0,90 m	27 m	9,42 m
3 9. 6. 1963	2 Jahre	1527 m	1568,10 m	1567,55 m	0,55 m	38 m	3,10 m
4 9. 6. 1963	2 Jahre	1528 m	1568,75 m	1567,45 m	1,30 m	37 m	3,75 m
5 7. 6. 1964	1 Jahr	1524 m	1569,42 m	1568,5 m	0,90 m	40 m	5,42 m
6 9. 6. 1963	2 Jahre	1525 m	1568,85 m	1567,55 m	1,30 m	38 m	5,85 m
7 9. 6. 1963	?	1524 m	1567,25 m	—	—	38 m	5,25 m
8 9. 6. 1963	?	1526 m	1568,45 m	—	—	38 m	4,45 m

Wasserstände am

9. 6. 1963: 1570,25 m

7. 6. 1964: 1569,92 m

30. 5. 1965: 1568,95 m

14. 4. 1964: 1566,19 m

1. 5. 1965: 1566,34 m

Tiefstwasserstände

Höchstwasserstände 17. 8. 1963: 1579,30 m

1. 9. 1964: 1577,50 m

Auftauen des Oeschinensees 1964: 16. Mai

1965: 24.–26. Mai

beim Wasserstand 1567,90 m

beim Wasserstand 1568,60 m

Tabelle 19: Meßresultate des Absetzversuches in Glaszylindern

Nr.	Expositions-dauer	Glaszylinder lichte Weite mm	Niederschlagshöhe mm	Volumen cm³	Gewicht g	Spez. Gewicht im nassen Zustand	Effektive Sedimentations- höhe im nassen Zustand pro Jahr¹
1	2 Jahre	85	43	122	164	1,344	2,425 mm
2	1 Jahr	85	54	306,4	498	1,625	6,1 mm
3	2 Jahre	85	38,5	109,2	145	1,327	2,173 mm
4	2 Jahre	82	169	446	707	1,587	6,21 mm²
5	1 Jahr	82,5	34	181,7	213	1,172	3,61 mm
6	2 Jahre	85	63	178,8	266	1,488	3,555 mm
Durchschnitt						1,424	4,012 mm

¹ Auf die Auffangfläche des Sedimentationseimers umgerechnet

² Die Höhe berechnet sich zu 8,87 mm, unter Wegnahme von 30% größerem Material zu 6,21 (siehe Granulometrie)

Am 9. Juni 1963 exponierte ich sechs Eimer an verschiedenen Stellen des Profundals (siehe Fig. 13). Infolge Militärdienstes im Frühjahr 1964 verpaßte ich den geeigneten Zeitpunkt kurz nach dem Auftauen des Sees zur Bergung der sechs Kessel. Am 7. Juni 1964 war der Wasserstand des Oeschinensees schon so stark angestiegen, daß ich die Schwimmer, auch wegen schlechten Transparenzverhältnissen, nicht mehr sichten konnte. Am gleichen Tag setzte ich zwei weitere Eimer aus, deren Schwimmer eine größere Höhenlage aufwiesen, um das Erscheinen nach einem Jahr sicherzustellen. Durch Rückwärtseinschneiden mit der Bussole von zwei bekannten Punkten am Ufer konnte ich die ungefähre Lage der Schwimmer festhalten. Von der bekannten Seespiegelhöhe ausgehend, bestimmte ich die absolute Höhenlage der unter die Wasseroberfläche getauchten Schwimmer. Am 30. Mai 1965 erzielte ich einen teilweisen Erfolg, nachdem der See in der Zeit vom 24. bis 26. Mai aufgetaut war und einen ungewöhnlich tiefen Wasserstand erreichte. Von den acht Eimern konnte ich deren sechs bergen. Die fehlenden zwei konnten trotz mehrerer Versuche mit einem von zwei Ruderbooten aus geführten, etwa 100 m langen Schlepptau nicht aufgefunden werden. Möglicherweise sind die Schwimmer zerstört worden. Vielleicht gelingt es, diese zwei Eimer später noch zu heben. Der eine befindet sich zwischen der Berglibachmündung und Punkt 4, der andere zwischen den Punkten 4 und 5 (siehe Fig. 13).

Die Daten der acht Sedimentationseimer sind auf Tab. 18 angeführt. Die Eimer wurden mehrere Meter über Grund aufgehängt, damit sie auch beim Tiefstwasserstand nicht mit dem Seegrund in Berührung kämen. Zudem habe ich von Anfang an mit einem Einsinken der Ankersteine gerechnet. In der Kolonne 7 der Tabelle 18 sind die Beträge angeführt. Eine Reduktion dieser Größe durch Annahme einer Kabelverkürzung halte ich für unwahrscheinlich. Eher dürften sich die Kabel infolge dauernder Spannung etwas gedehnt haben. Die Größenordnung ist erstaunlich; ich erwartete kleinere Einsinktiefen. Die unterschiedlichen Werte dürften durch die verschiedenen Steine erklärbar sein, die in Form und Gewicht stark voneinander abwichen. Sicher wirkt sich hier die Beschaffenheit des Seegrundes örtlich nicht spezifisch aus, da ich diesen in der Profundalregion als homogen betrachte.

Ferner sei bemerkt, daß die Schwimmer im Sommer mehrere Meter, zur Zeit des Höchstwasserstandes 10 m und mehr, unter der Wasseroberfläche lagen. Da der Wellengang des Oeschinensees zudem gering ist – nie konnte ich Schaumkronen feststellen – dürfte die Messung wohl kaum durch Bewegung der Sedimentationseimer beeinträchtigt worden sein. Sollte der Schwimmer dennoch kleine Schwingungen um die Ruhelage ausgeführt haben, wäre dabei zu bedenken, daß die Übertragung auf die Eimer durch Länge und Flexibilität des Nylonkabels stark gedämpft worden wäre.

Während der ersten Monate des Frühjahres traten die Schwimmer bei fallendem Seespiegel an die Wasseroberfläche, das heißt, sie stießen von unten an die Eisschicht. Mit dem weiteren Sinken des Pegels wurde das Kabel vom Ankerstein zum Schwimmer entspannt und der Eimer sank langsam ab. Damit traten aber stabile Verhältnisse ein; der Schwimmer konnte seine Lage unter der Eisdecke keinesfalls verändern. Vor dem Auftauen des Oeschinensees beginnt der Seespiegel jeweils zu steigen. Beim Auftauen waren die Kabel wieder gespannt. Höchste Eile war nun geboten, die Eimer einzubringen. Eine Verspätung von nur wenigen Tagen (wie im Jahre 1964) kann die Bergung verunmöglichen, da der Wasserspiegel sehr rasch ansteigt und die Transparenzverhältnisse sich zunehmend verschlechtern.

Beim Einholen der Eimer ging ich folgendermaßen vor:

Nachdem der Schwimmer gesichtet war, wurde er vorsichtig etwas angehoben und über beide Kabel eine Metallscheibe als Deckel mit einer Führung heruntergelassen. Ein zusätzliches Fallgewicht wurde zur Beschwerung an den Kabeln versenkt. Nun konnte die behutsame Hebung des Eimers beginnen. Im Boot wurde das Wasser über dem Sediment sorgfältig in einen Behälter abgegossen. Für den Transport ins Labor stellten sich nun keine Probleme mehr.

b) Bestimmung der Sedimentationshöhe

Zunächst wurden die Sedimente in den Eimern mit dem Wasser, das in die Behälter abgegossen wurde, aufgeschwemmt und in Glaszylindergefäße von einem Meter Länge gebracht. Dabei wurde beachtet, daß keine Sedimentteilchen verloren gingen. Während mehrerer Wochen ließ ich nun die Suspension stehen, bis sich alle Teilchen abgesetzt hatten, was optisch an der Transparenz der darüber stehenden Wassersäule feststellbar war. Die Meßresultate sind aus Tab. 19 und Fig. 13 ersichtlich.

c) Diskussion der Ergebnisse

Es liegt in der Natur der Sache, daß die Meßresultate stark streuen. Aus diesem Grunde legte ich großen Wert darauf, an verschiedenen Punkten im See zu messen, um einen repräsentativen Mittelwert zu erhalten. Gerne



Abb. 15 a Lawinenniedergang über die Läterfluh am 16. Mai 1965

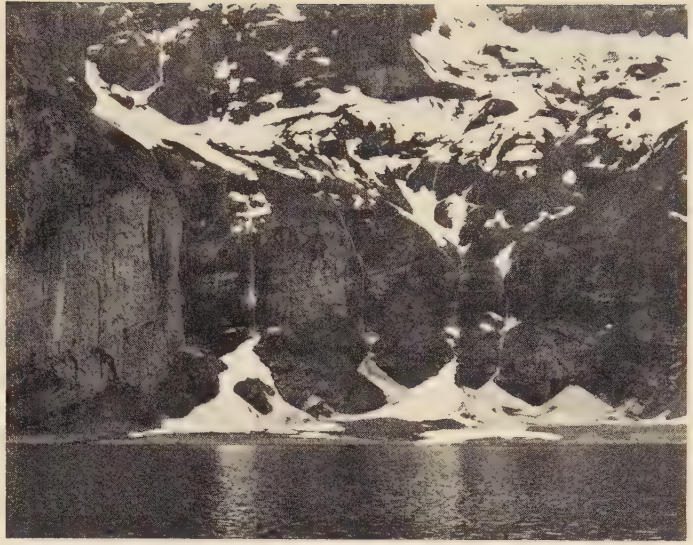


Abb. 15 b Bäche in den Fründen. Man beachte die zahlreichen Lawinenkegel (13. Juni 1965)

hätte ich die Zahl der Meßstellen erhöht, jedoch legten mir meine zur Verfügung stehenden Mittel eine Beschränkung auf.

Eine direkte, genaue Messung der Sedimentationshöhe im Eimer war nicht gut durchführbar. Ich war gezwungen, eine Umlagerung vorzunehmen. Dadurch wurde natürlich das Gefüge des Sediments gelockert. Auch stand es nun nicht mehr unter dem Wasserdruck von 5–6 Atmosphären. Die registrierten Höhen müßten also noch um einen kleinen Betrag reduziert werden. Dieser ist jedoch vernachlässigbar.

Das spezifische Gewicht variiert je nach Korngrößenverteilung. In der Seemitte (Punkt 5) wurden vor allem die kleinsten Teilchen aussedimentiert, aber auch bei Punkt 1 und 3, die von den Zuflüssen weiter entfernt waren als die übrigen.

Das Resultat bei Punkt 3 ist erstaunlich, erwartet man doch an der Front des Berglibachdeltas mengenmäßig mehr Sedimente als in der Seemitte. Lassen wir uns aber nicht täuschen. Heute mündet der Berglibach auf der Ostseite seines Deltas, und die Auflandung ist auch in dieser Bucht eindeutig am größten (vgl. mit Fig. 11). Es sei hier nebenbei erwähnt, daß der Berglibach durch den abgelagerten Schuttkegel auf der westlichen Seite seines Deltas (siehe Abb. 6a) auf die östliche Seite abgedrängt wurde. Früher, als der beschriebene Schuttkegel noch nicht vorhanden war, mag der Berglibach zeitweilig auch auf der westlichen Seite des Deltas in den See geflossen sein. Als Folge der konvexen Form eines Deltas münden die Bäche ja meistens an den seitlichen Rändern.

Der Sedimentationseimer Nr. 3 stand also gewissermaßen im Schatten des Hauptzuflusses, in der Zone des Deltas, in der auf Grund des Vergleiches der beiden Seegrundaufnahmen auch der kleinste Massenzuwachs zu verzeichnen ist. Hierin erblicke ich eine schöne Übereinstimmung der beiden verschiedenen Meßmethoden. Daß vor allem die Buchten zu beiden Seiten eines Deltas die größten Auflandungen durch Schwebestoffe erfahren, bestätigt uns die Meßstelle 2. Dies dürfte mit der Dynamik der Wirbel der in den See einströmenden Bäche und mit den sublakustren Strömungen zusammenhängen, die sich in diesen Buchten irgendwie totlaufen.

Die auffallend große Menge von Punkt 4 läßt sich folgendermaßen erklären: diese Meßstelle liegt im Schnitt- oder Treffpunkt der größten Zuflüsse des Oeschinensees. Durch einen reinen Zufall bin ich in der Lage zu erklären, wie die Steinchen bis zur Größe von 2–4 mm Durchmesser (siehe Tab. 21) in den Kessel gelangen konnten. Am 16. Mai 1965, also 14 Tage vor der Bergung der Eimer, konnte ich anlässlich eines Besuches am Oeschinensee eine über die Läterfluh niedergehende Lawine beobachten und auch photographieren (siehe Abb. 15). Der See war noch zugefroren. Die Naßschneelawine riß, wie das zur Zeit der Schneeschmelze und des Ausaperns an sonnigen Hängen oft der Fall ist, beträchtliche Schuttmengen mit, die auf der Eisfläche weit zerstreut wurden. Nach dem Auftauen des Sees sanken diese Gesteinstrümmen auf den Seegrund. Die Lawine prallte in einer Entfernung von bloß 100 m vom Meßpunkt 4 auf die Eisfläche. Damit dürfte der gemessene Extremwert der jährlichen Sedimentation an dieser Stelle verständlich sein.

Der Sedimentationseimer bei Punkt 2 hatte die höchste Höhenlage, war also relativ am nächsten zum Ufer gelegen und befand sich zudem mitten in der Auflandungszone der acht Bäche in den Fründen. Der hohe Meßwert läßt sich also erklären.

Punkt 6 weist darauf hin, daß der Heubach ein kleinerer Zufluß ist, der im Sommer nur noch Wasser nach Niederschlägen führt. Dementsprechend ist sein Delta, verglichen mit den andern, auch kleiner.

Wie ich später noch darlegen werde, handelt es sich bei den aufgefangenen Sedimenten im Oeschinensee fast ausschließlich nur um anorganische und allochthone Ablagerungen, da in diesem Gewässer produktionsbiologisch sehr wenig geschieht und durch physikalisch-chemische Vorgänge aus dem Wasser nur verschwindend kleine Mengen als autochthone Sedimente ausgefällt werden. Für den Limnologen sind die autochthonen, das heißt die im See selbst ausgefallten Sedimente, viel interessanter. Für den Geomorphologen sind es die allochthonen, das heißt die von außen hereingebrachten. Das Studium der Sedimente im Oeschinensee steht deshalb zwangsläufig im Blickpunkt der Geomorphologie.

d) Vergleich mit Sedimentationsmessungen aus anderen Seen

Wie ich im Kapitel «Meßmethodik» bereits erwähnte, liegen schon zahlreiche Meßergebnisse aus verschiedenen Seen vor (siehe Tab. 19 a). Auf den ersten Blick gewinnt man den Eindruck, der Betrag der jährlichen Sedimentation im Oeschinensee sei im Vergleich zu anderen Seen sehr gering. Dabei sind aber verschiedene Faktoren in ihrer Gesamtwirkung zu berücksichtigen.

aa) Eine wesentliche Rolle spielt das Verhältnis des Seearcals, oder besser noch der Schwebfläche, zum Einzugsgebiet des betreffenden Sees. Damit werden die hohen Werte im Muottabecken des Vierwaldstättersees erklärbar. Der Oeschinensee weist in dieser Beziehung die kleinste Verhältniszahl der in Tab. 19 a angeführten Seen auf.

bb) Sodann ist die Abflußspende in jedem Einzugsgebiet zu berücksichtigen. Ihre Werte sind aus der Tab. 19 a nicht ersichtlich, können aber leicht durch Division des jährlichen Abflusses durch die Fläche des Einzugsgebietes ermittelt werden. An erster Stelle steht wiederum die Muotta mit 58,9, dann folgen die Zuflüsse zum Brienersee mit 55,8, die Reuß mit 55,4, die Zuflüsse zum Walensee mit 53,7 und diejenigen zum Oeschinensee mit weniger als 40 l/s und km². Auch in dieser Relation steht der Oeschinensee an letzter Stelle.

cc) Das Größenmaß der Absetzhöhe von allochthonen Sedimenten hängt auch vom Grad der Durchflutung eines Sees ab. Da die feinsten Alluvionen sehr lange in der Schwebelage bleiben, können diese zum Teil auch mit dem abfließenden Wasser aus dem See fortgeschwemmt werden. Es ist ja eine bekannte Tatsache, daß bewegtes Wasser feste Teilchen länger in Schwebelage halten kann als ruhendes, sofern die Teilchen klein sind. P. NYDEGGER (1957) konnte zum Beispiel die vertikal begrenzte Einschichtung des Aarewassers in den Brienersee anhand eines Trübungsschirmes bis nach Bönigen nachweisen. Die Erscheinung des Trübungsschirmes erklärt er durch Austauschvorgänge im Wasser in der Zone des größten Dichteunterschiedes, das heißt im Gebiet der Sprungschicht mit dem größten Temperaturgefälle, in welcher die aufsteigenden, kälteren Wasserteilchen wegen größerer Viskosität den suspendierten Teilchen eine der Erdbeschleunigung entgegengerichtete, eine sog. Kompensationsbeschleunigung, erteilen. Aus diesen Gründen erklärt sich offenbar auch, weshalb im Lunzer Untersee am See-Ende, also vom Seezufluß am weitesten entfernt, mehr Material aussedimentiert wird als in der Seemitte.

dd) Selbstverständlich treten regionale Unterschiede im gleichen Seebecken in der jährlichen Schlammabsetzhöhe auf. Das haben wir auch im relativ kleinen Oeschinensee festgestellt (siehe Fig. 13). In der Nähe der Deltas sind die Ablagerungen in der Regel mächtiger als im übrigen See. Die Hauptmasse des durch den Rhein und die Ach in den Bodensee geführten Sedimentes, etwa 90%, bleibt in der Bregenzerbucht liegen. Im übrigen See beträgt die jährliche Sedimentation ungefähr 1 mm. Würde die mittlere jährliche Schlammmenge des Rheins und der Ach von 3,166 Millionen m³ (1921–1961) auf die ganze Bodenseefläche (mit Untersee = 537,44 km²) gleichmäßig verteilt, so betrüge die jährliche Sedimentationsfläche rund 6 mm.

ee) Entscheidend ist auch die morphologische, geologische und petrographische Beschaffenheit des Einzugsgebietes (vgl. auch mit Tab. 16). Das bündnerische Rheingebiet verfügt in dieser Beziehung über abtragungsfähigeres Gesteinsmaterial als zum Beispiel das Aaregebiet oberhalb des Brienersees. Von Bedeutung ist ferner die relative Höhendifferenz zwischen Seeoberfläche und mittlerer Höhe des Einzugsgebietes.

ff) Eine Rolle spielen auch Klima, Vegetation, Vergletscherung usw. im Einzugsgebiet in bezug auf das Größenmaß der Abtragung und somit auf die Sedimentation im Akkumulierbecken von Seen.

gg) Wildbach- und Flußverbauungen, die Anlage von künstlichen Stauhaltungen usw. im Einzugsgebiet, aber auch natürliche Klärbecken im Vorfluter wirken sich auf die allochthone Sedimentation in einem See aus.

Tabelle 19a: Ergebnisse der Schlammabsatzmessungen in verschiedenen Schweizer Seen und im Lunzer Untersee

See	Meßperiode	Tiefe m	Anzahl Tage	Sediment- höhe mm	Jährl. Sedi- mentation mm	Einzugs- gebiet km ²	mittlere Höhe m	Ver- gletscherung %	mittl. jährl. Abfluß m ³ /s	Verhältnis Einzugsgebiet zu Secareal	Schweb- fläche
Vierwaldstättersee Urnersee (Rüti) Muottabacken (zwischen Delta und und unterseeischem Moränenwall) Walensee (Tiefenwinkel) Brienzersee (Iseltwald)	12. 4. 97– 7. 4. 98	200	360	15	15	832	2010	11,4	46,1	39	81
	8. 4. 02–14. 3. 03		340	3,5	3,75						
	12. 4. 97– 7. 4. 98		360	80	80	316	1360	0,05	18,6	72 ¹	149
	7. 4. 98–22. 10. 99		563	15	9,7						
	12. 9. 99–10. 3. 01	140	544	85	57						
	8. 4. 02–14. 3. 03		340	5	5,36						
	11. 5. 11– 9. 5. 12		364	9	9	616	1720	5,3	33,1	25	60 ²
	9. 5. 12–15. 10. 12		159	6	–						
	22. 4. 08– 5. 12. 08	250	227	20	22	1097	1950	18,2	61,2	37	88
	11. 12. 08– 4. 5. 09		144	2							
	4. 5. 09–15. 11. 09		195	18	20,4						
	15. 9. 09– 2. 6. 10		199	4							
Oeschinensee (Seemitte)	23. 8. 01–29. 10. 01	55	67	1,5	–	21	2476	31,6	0,76	21	53
	23. 5. 04–28. 10. 04		158	10,5	–						
	9. 6. 63–30. 5. 65		721	8	4						
Lunzer Untersee Seemitte Seemitte Vor Seebachmündung Seemitte See-Ende	31. 12. 07– 2. 8. 09	33	612	1,4	0,84	1 und 2 geschätzt					
	14. 12. 09– 2. 4. 10	33	109	0,32							
	2. 4. 10– 3. 8. 10		123	1,14							
	10. 9. 09–14. 12. 09	17	95	1,06							
		33		0,26							
		14		0,84							

hh) Innerhalb eines Jahres kann die Sedimentation in einem See, vor allem bei nivalem Regime der Zuflüsse, beträchtlich schwanken. So betrug die Schlammabsetzhöhe im Brienzersee im Sommerhalbjahr rund 18–20 mm, im Winterhalbjahr dagegen nur 2–4 mm.

ii) Schließlich bewirken besondere Ereignisse wie Gewitter oder niederschlagsreiche Jahre mit Hochwassern und dergleichen extrem hohe Sedimentraten. So hat allein der Rhein mit einem Hochwasser vom 22./23. August 1954 dem Bodensee 2,6 Millionen m³ Sediment zugeführt, was ungefähr seinem Jahresmittel entspricht. (Beachte auch die starken Unterschiede im Vierwaldstättersee, namentlich im Muottabecken, Tab. 19 a.)

kk) Je nach Seetyp fallen die autochthonen Sedimente stärker ins Gewicht. In einem nährstoffreichen See mit einer hohen Produktionstätigkeit kann der Anteil des organisch gebildeten Schlammes stark überwiegen. Hier möchte ich vor allem auf die Untersuchungen von F. NIPKOW (1920 und 1928), E. A. THOMAS (1950 und 1951) sowie H. ZÜLLIG (1956) verweisen.

ll) Abschließend möchte ich noch darauf hinweisen, daß die Meßmethode bestimmt auch ihren Einfluß auf die Meßresultate ausübt. Das Sedimentmeßgerät sollte auf alle Fälle vor dem Heben verschlossen werden können, denn jeder Apparat sinkt, auf dem Schlammboden abgesetzt, mehr oder weniger ein, und beim Einbringen wird auch bei vorsichtigem Vorgehen unweigerlich Schlamm aufgewirbelt, sowohl vom Seegrund her als auch im Auffanggefäß selber. Bei einem Verlegen eines Verbindungskabels zum Ufer hin muß darauf geachtet werden, daß das Meßgerät seine Lage vor allem beim Einholen nicht verändern kann und somit einen großen Trägheitswiderstand leistet.

3. Untersuchungen des Seegrundes mittels Schlammloot

a) Probeentnahme

Im Sommer 1965 arbeitete ich erstmals mit dem von H. ZÜLLIG (1956) konstruierten Schlammstecher. Das Gerät funktionierte nur teilweise. Selten gelang es mir, Profile von 65 cm Länge zu heben. Die meisten brachen ab, vermutlich infolge des undichten Abschlusses am oberen Ende der Schlammstecherröhre mit Kegelventil. Ferner erwies sich die Vorrichtung zum Aufschneiden und Photographieren der gestochenen Schlammproben mit vollem Wassergehalt in der Röhre selber als untauglich. Ich ging deshalb anders vor:

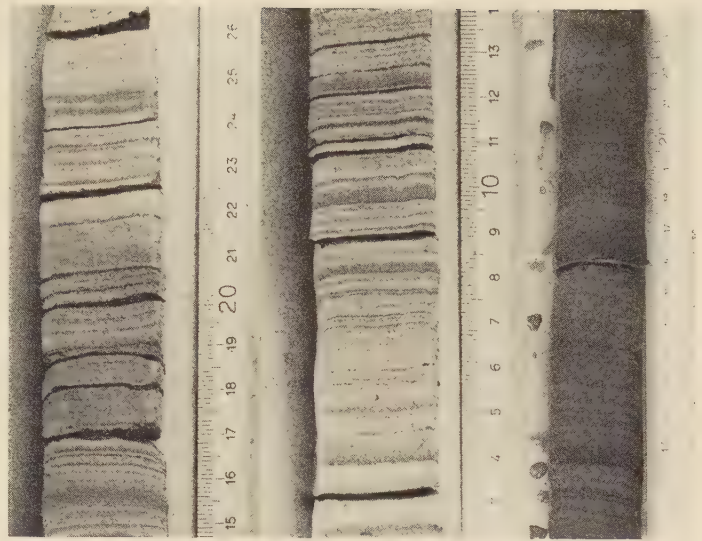
Nach dem Heben des Gerätes drehte ich dieses knapp unter der Wasseroberfläche aus der vertikalen in eine fast horizontale Lage und verschloß das untere Röhrenende mit einem Korkzapfen. Hierauf nahm ich den Apparat an Bord. Die Röhre wurde aus der Halterung entfernt und die über dem Sediment stehende Wasserschicht vorsichtig abgegossen. Dabei war es unvermeidlich, daß die obersten, noch nicht verfestigten Schlamm-schichten in ihrer Lagerung zerstört wurden. Durch langsames Absaugen des Wassers mittels Heberprinzip erreichte ich keine wesentliche Verbesserung. Anschließend wurde der Zapfen entfernt, und der Schlamm-zylinder von 33 mm Durchmesser glitt ganz langsam von selber bei schräg gehaltener Röhre auf eine ebenfalls schräg gehaltene Unterlage heraus. Die Reibung an der inneren Röhrenwand wurde durch Benetzung mit Wasser herabgesetzt. Um die vorhandene Schichtung in möglichst unveränderter Form zu erhalten, achtete ich darauf, daß die Schlammwurst kontinuierlich unter Vermeidung von Zug oder Stauung aus der Röhre herausglitt. Der Sedimentzylinder wurde nun mit einer scharfen und benetzten Klinge in der Mitte in Längsrichtung, also quer zur Schichtlage, aufgeschnitten, was mühelos und ohne Kleben geschah. Hernach wurden die beiden Hälften sorgfältig um 90° nach beiden Seiten gedreht. Die so ausgebreiteten Profil-hälften konnten nun unmittelbar photographiert werden. Die unerwartete Konsistenz der Schlammzylinder veranlaßte mich, diese zum Teil auch unaufgeschnitten ins Labor zu transportieren. Dort wurden sie erst nach einigen Tagen untersucht. Durch das Austrocknen nahm ihre Festigkeit zu, und sie konnten ungehindert angefaßt werden. Das Aufschneiden hingegen wurde jetzt mühsamer. Nach verschiedenen Versuchen erwies es sich am günstigsten unter Wasser. Leider war es in der Folge nicht zu vermeiden, daß die Schlamm-wurst an mehreren Stellen zerbrach, und zwar immer an inhomogenen Schichtflächen von gröberem und feinerem Material, das heißt an den Grenzflächen von Feinsand und Silt. Die Feinsandschicht wurde durch geringe Wasserbewegung an ihrer Oberfläche abgespült. Indessen konnten die einzelnen Stücke wiederum leicht zum ganzen Profil zusammengesetzt werden. Auch das Aufsägen der ganzen, gut getrockneten Sedi-mentzylinder war nicht einfach, war es doch unvermeidlich, daß das weiche Material an den Stellen der grobkörnigen Schichten zerbrach. Die Teilstücke konnten indessen auch da wiederum zum ganzen Profil zusammengefügt werden. Durch Schaben der Schnittflächen in Richtung der Schichthorizonte wurde der Schichtaufbau klar ersichtlich. Ein Schleifen des Materials in ungehärtetem Zustande konnte nicht in Frage kommen.

Abb. 16 Teile eines aufgeschnittenen Bohrprofils aus dem Oeschinenseegrund (Seemitte). Die Risse beim Austrocknen des Sedimentes entstanden in den Schichten von größerem Korn.

Rechts: Schlammprofil in nassem Zustand.

Einzelne Jahresschichten sind deutlich zu erkennen. Das Umbiegen der Schichten am Rande nach unten ist durch eine Verschleppung beim Eindringen der Schlammstecherröhre in den Grund zu erklären.

Die hellen Schichten bestehen vorwiegend aus feinkörnigem (tonigem), die dunkleren aus gröberem (siltigem) Material.



b) Untersuchung der Bohrprofile

Als ich den ersten Bohrkern aufgeschnitten hatte, war ich fasziniert vom Anblick der von bloßem Auge sehr gut sichtbaren und ungestörten Schichtung der Sedimente (siehe Abb. 16). Nebenbei erwähnt, betrachte ich diese Tatsache als Beweis für die Armut der Bodenfauna im Oeschinensee. In den meisten Seen wird die Schichtung bekanntlich durch die pflügende Wirkung der Bodentierwelt zerstört. Der Gedanke an die Möglichkeit einer Auszählung von Warven drängte sich geradezu auf. Eine genauere Untersuchung der Profile zeigte aber, daß nicht jedes Schichtband einer Jahresschicht entsprechen konnte. Eine Betrachtung unter dem Mikroskop bei auffallendem Licht zeigte einen komplexen Schichtaufbau. Um diesen besser studieren zu können, war die Anfertigung eines Präparates notwendig. In verdankenswerter Weise war mir dabei Herr Dr. Urs Gasser vom Geologischen Institut der Universität Bern behilflich. Die Lackfilm-Methode erwies sich dabei als unbrauchbar. Auch die Anfertigung eines Dünnschliffpräparates war nicht leicht. Das weiche Sedimentmaterial mußte zunächst mit Methylmetacrylat (erhältlich bei der Firma Fluka, Buchs SG) gehärtet werden. Ich verzichte hier auf eine ausführliche Beschreibung des Vorgangs und verweise auf die Literatur (siehe HAGERMAN I. und NYSTRÖM L. 1952).

Abb. 17 a–c zeigen einen normalen, ungestörten Schichtaufbau. Der einzelne Jahreszyklus in der Sedimentation ist gut zu erkennen. Jede Schicht beginnt unten über der dunklen, scharfen Grenze mit verhältnismäßig grobkörnigem Material, welches nach oben allmählich feinkörniger wird, um schließlich mit sehr scharfer Grenze vom nächsten Schichtband abgelöst zu werden. Die Schichtung ist also gradiert (graded bed).

Die Entstehung ist einfach zu erklären:

Der größere Anteil einer Schicht entspricht der Frühjahrs- und Sommersedimentation, der feinere der Herbst- und Wintersedimentation.

Wie ich früher dargelegt habe, beginnt im Frühjahr mit dem Einsetzen der Schneeschmelze der Seespiegel stark anzusteigen. Die Zuflüsse sind reich an Schweb- und Sinkstoffen. (Vgl. hierzu «Schwebestoffinhalt».) Nach dem Stokesschen Gesetz sedimentieren die größeren Körner rascher als die feineren. So kommt es zur Anreicherung des gröberen Materials zu Beginn eines Sedimentationszyklus. Während des Sommers sind es die Gletscherbäche, die mit ihrer sog. «Gletschermilch» feineres Material in den See führen. Infolge der unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeit je nach Korngröße kommt es wiederum zu einer sortierten Sedimentation. Wenn im Herbst die in den See fließenden Bäche versiegen, hört die Zufuhr von allochthonem Sedimentmaterial auf. Während des Winters setzen sich allmählich die feinsten Schweb- und Sinkstoffe ab. So kommt es zu einer Anreicherung von Tonmineralien und schließlich gegen Ende des Winters zur Bildung eines Kondensationshorizontes, bei fast völliger Stagnation in der Sedimentation. Nach der Stokesschen Formel berechnet sich die Sinkgeschwindigkeit eines kugelförmigen Teilchens von 2×10^{-4} cm Durchmesser mit dem spezifischen Gewicht von 2,72 in Wasser von 4°C zu $2,39 \times 10^{-4}$ cm/sek. Ein solches Teilchen braucht also 4,85 Tage, um nur einen Meter zu sinken. Bis zur Kote 1560 m ist das Wasser im Oeschinensee unbedeutend über 4°C erwärmt (siehe Temperaturprofile). Nehmen wir an, daß das Teilchen gerade in diesen Horizont eingeschichtet wird, so dauert es mithin 170 Tage oder rund ein halbes Jahr, bis es den Schwebboden (mittlere Höhe = 1525 m) erreicht hat.

Wir sehen also, daß die Tonfraktion, die im Frühjahr in der Zeit der Schneeschmelze in den See eingeschwemmt wird, überhaupt nicht vor dem Herbst zum Aussedimentieren kommt. Ein Teilchen von 2×10^{-4} cm Durchmesser, das im Herbst in den See gelangt, wird sich somit erst im Frühjahr absetzen. Alle Teilchen, die kleiner sind, benötigen eine längere Zeit, wobei zu sagen ist, daß die Sedimentationszeit quadratisch mit der Abnahme des Partikeldurchmessers wächst! Eine völlige Stagnation kann somit in der Sedimentation gar nie eintreten.

Die oben beschriebene zyklische Sedimentation kann aber, wie Abb. 17 b zeigt, auch gestört werden. Im Sommer kann zum Beispiel ein starkes Gewitter eine Massenzufuhr von Sink- und Schwebestoffen in den See zur Folge haben. Damit wird in die gradierte Schichtfolge eine solche eingeschoben, die bei oberflächlicher Betrachtung eine neue Jahresschicht vortäuschen könnte. Bei näherem Hinschauen zeigt sich diese «Gewitterschicht» im Aufbau aber doch anders als die Jahresschicht. Sie besteht fast durchwegs aus gröberem, unsortiertem Material, ist also nicht gradiert.

Bei der Untersuchung der an verschiedenen Stellen im See gewonnenen Bodenprofile ging es mir einzig darum, die Jahresschichten festzustellen und ihre Mächtigkeiten auszumessen, um gewissermaßen die mit anderen Methoden gewonnenen Resultate zu stützen. Umfangreiche physikalische und chemische Untersuchungen der verschiedenen Schichten hätten den Rahmen meiner Arbeit gesprengt. Ich verweise auf die Analysen der in den Sedimentationseimern aufgefangenen Sedimente. Ebenso verzichtete ich darauf, die Profile nach organischem Material wie Resten von Fauna und Flora zu durchsuchen. Da der Schlamm des nährstoffarmen Oeschinensees fast ausschließlich aus anorganischem Material besteht, finden wir auch keinerlei Anzeichen von biochemischer Schichtung, Faulschlammbildungen, Dunkelfärbung durch Schwefeleisen, Zeichen von Sauerstoffmangel usw. Der durchwegs grau gefärbte Schlamm mit frischem Geruch wies höchstens ganz schwach gelbliche oder bläuliche Tönungen in gewissen Horizonten auf.

c) Vorläufige Ergebnisse und Ausblick

Wie aus Abb. 18 hervorgeht, schwankt die Mächtigkeit der Schichten ganz beträchtlich. So können wir Schichtdicken von Bruchteilen von Millimetern, aber auch solche von mehr als 10 mm vorfinden. Die Höhe einer Jahresschicht ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Einmal variiert sie regional im Seebecken. Einzig die auf relativ kleinem Raum gewonnenen Profile in der Seemitte, etwa 200 m westlich und östlich davon, stimmen gut überein. Von Bedeutung ist ferner das Klima und der jährliche Witterungsablauf.

Veränderungen in den Abtragungsverhältnissen im Einzugsgebiet können die jährliche Sedimentation ebenfalls beeinflussen. Eine Auszählung von eindeutig erkennbaren Jahresschichten ergab eine mittlere Mächtigkeit von 3 mm im Seebecken auf dem Schwebboden. Dabei muß bemerkt werden, daß es sich um getrocknete Sedimente handelt. Die Bohrkerne hatten sich beim Austrocknen leicht kontrahiert. Durch eine Benetzung der Schichtflächen mit Wasser oder Glycerin war die Schichtfolge unter dem Binokular bei schwacher Vergrößerung und auffallendem Licht recht gut zu verfolgen.

Das Meßergebnis stimmt mit den Resultaten der Sedimentationseimer recht gut überein, ebenso mit der gemessenen, mittleren Seegrunderrhöhung von 17 cm in 61 Jahren.

Kommentar zu den Abb. 17a bis d

Sämtliche Aufnahmen besorgte Herr R. Minder, Nahaufnahme-Spezialist, Zollikofen. Für seine uneigennützigte Hilfe möchte ich ihm an dieser Stelle bestens danken.

Abb. 17a Teilstück eines Sedimentprofils aus dem Oeschinensee (Vergrößerung 2,45:1). Seemitte, etwa 12 bis 15 cm unter der Seegrundoberfläche. Links unten: Quarzsteinchen (weißer Flecken), vermutlich durch Trifteis dahin gelangt.

Das Umbiegen der Schichten am Rand ist durch Verschleppung beim Eindringen der Schlammstecherröhre in den Grund zu erklären. Die dunkleren, besonders deutlich ausgeprägten Horizonte zeigen das Ende eines Sedimentationszyklus an. Sie bestehen aus sehr feinkörnigem (tonigem) Material. Die helleren Schichten bestehen aus gröberem Material.

Im unteren und oberen Drittel fällt je eine Gewitterschicht mit gröberen Komponenten auf. In diesen wurden kleine Holzstücklein gefunden. Es fallen die ungleichmäßigen Jahresschichten auf. Kennzeichen einer Jahresschicht ist die gradierte Schichtung, welche unten mit gröberem Material beginnt und oben mit sehr feinem Korn aufhört (Anreicherung von Tonmineralien).

Abb. 17b Die gestörte Schichtung unterhalb der Gewitterschicht (Umbiegen einzelner Schichten nach unten) ist durch eine Verschleppung beim Aufschneiden des Profils im nassen Zustand entstanden. In der Bildmitte sind zwei ungefähr gleich mächtige Jahresschichten erkennbar (Vergrößerung 5,25:1).

Abb. 17c Oberhalb der Gewitterschicht sind Mikroschichten feststellbar, welche nicht etwa Jahresschichten darstellen. Es handelt sich hier vermutlich um einzelne Sedimentationszyklen innerhalb eines Jahres (Schön- und Schlechtwetterperioden).

Abb. 17d Eine Jahresschicht von 8 mm Mächtigkeit (Vergrößerung 1:7).

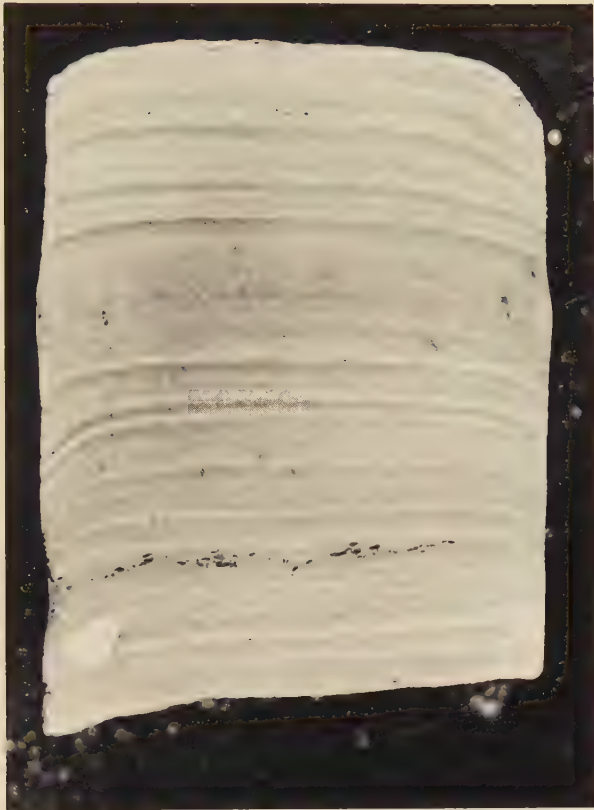


Abb. 17a



Abb. 17b

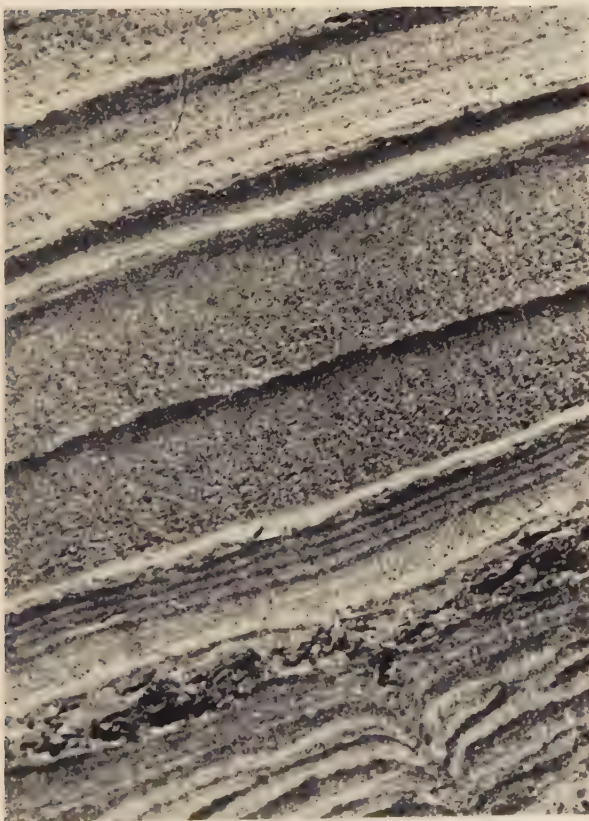


Abb. 17c

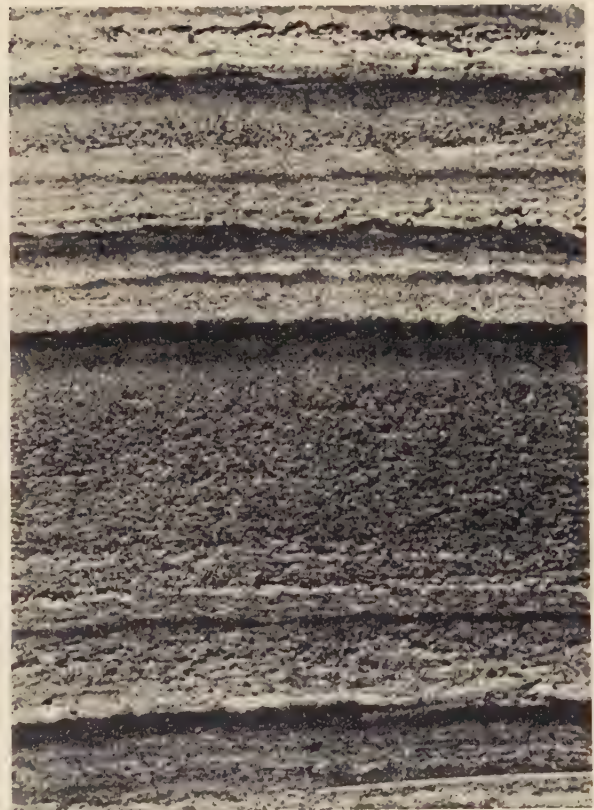


Abb. 17d

Eine Parallelisierung der Schichtbandserien von Bohrprofilen, die an verschiedenen Stellen im See gestochen wurden, war ohne größere Schwierigkeiten möglich (siehe Abb. 18).

Der ungeahnt schöne Schichtaufbau der Sedimente, der sich bis in eine Tiefe von 60 cm gut verfolgen ließ, das heißt so weit die Röhre des Sedimentlotes überhaupt eindringen konnte, scheint mir einer eingehenderen Untersuchung wert zu sein. Gelingt es, ein sicheres Kriterium für die vollständige Auszählung der Jahres-schichten in den Sedimenten des Oeschinensees zu finden, so könnte damit ein schöner Beitrag zur Geochro-nologie geliefert werden. Mit Hilfe eines Kolbenbohrers nach KULLENBERG gelang es H. ZÜLLIG (1956), bis 9 m lange Bohrkerne aus dem Zürichsee zu gewinnen. Damit ließe sich Sedimentmaterial von schätzungs-weise 9000 Jahren der Analyse zugänglich machen. Möglicherweise käme man da und dort sogar durch die rezente Sedimentdecke auf das Bergsturzmaterial und könnte dadurch das Alter des Sees bestimmen. Damit ließe sich der postglaziale Bergsturz, durch welchen der Oeschinensee entstand, datieren. Wir gewannen aber noch andere Einblicke in die Nacheiszeit. Anhand der verschiedenen Mächtigkeiten der einzelnen Jahres-schichten dürften Rückschlüsse auf Klima- und Abtragungsverhältnisse im Einzugsgebiet gezogen werden können. Vielleicht wäre es sogar möglich, eine genaue Datierung des letzten Abschnittes der Eiszeit heraus-zubringen.

Als Anregung möchte ich weitergeben, daß am Oeschinensee im Winter auch vom Eise aus gearbeitet werden könnte, beträgt doch die Eisdicke in einem normalen Winter bis zu 60 cm.

Meines Wissens sind noch keine derartigen Untersuchungen am Alpenrand und in den Alpen durchgeführt worden. Vielleicht ergäbe sich sogar eine Möglichkeit der Fernkonnexion mit den in Fennoskandien aus-giebig studierten und heute weitgehend geklärten Verhältnissen.

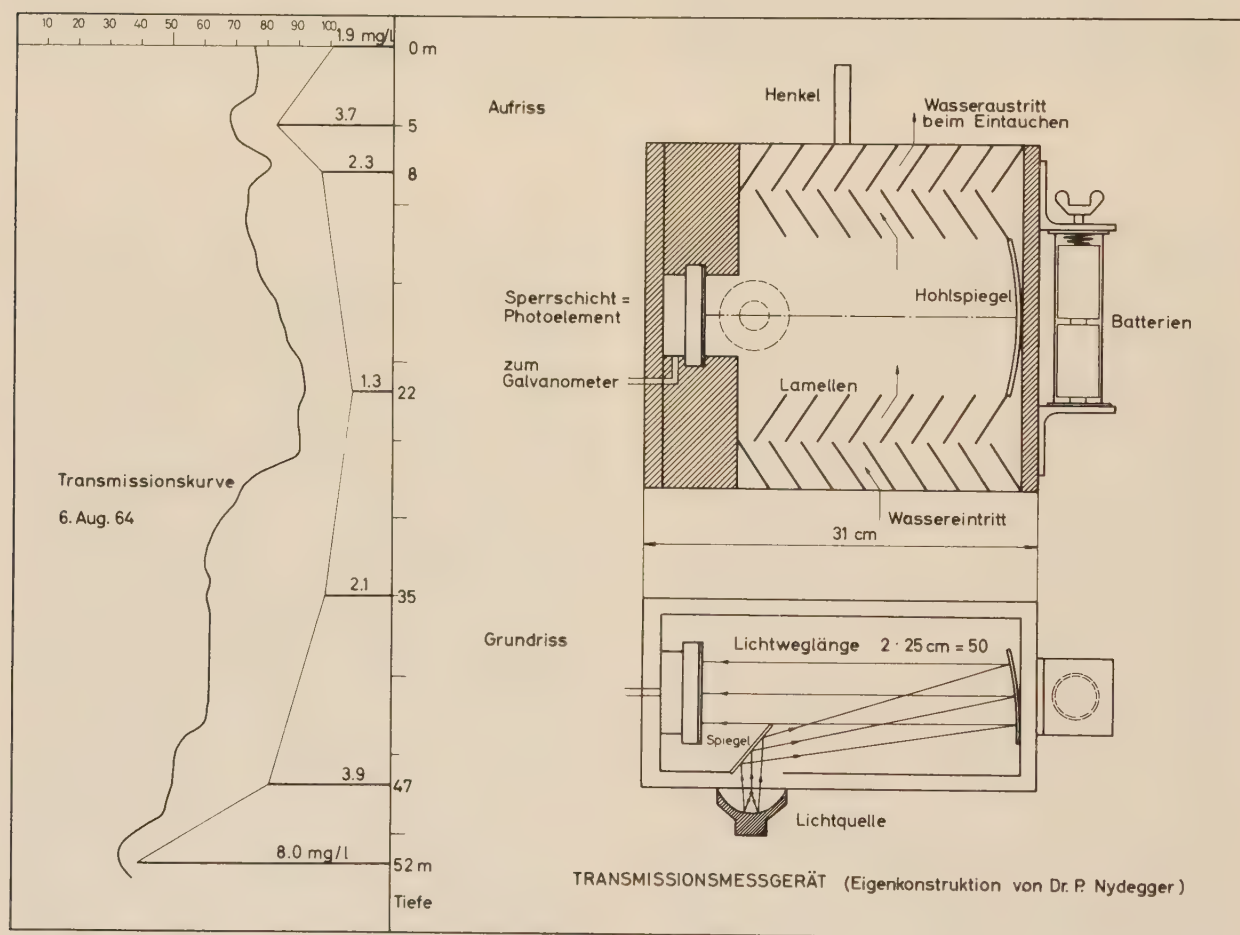


Fig. 14 Transmissionsmeßgerät (Eigenkonstruktion von Dr. P. Nydegger) sowie Transmissionskurve aus dem Oeschinensee nebst einigen quantitativen Schwebestoffanalysen von geschöpften Wasserproben aus verschiedenen ausgewählten Tiefen.

Abb. 18 Drei gestochene und halbierte Schlammprofile aus dem Oeschinensee im luftgetrockneten Zustand.

1 = 200 m E Seemitte, 2 = Seemitte, 3 = 200 m W Seemitte. Die gleichen Schichtfolgen sind an allen drei Profilen gut zu erkennen. Die obersten Schichten wurden, weil noch nicht verfestigt, bei der Probeentnahme zerstört. Die Aufnahme zeigt die ungleichen Mächtigkeiten der Jahresschichten.



Neben den physikalischen Altersbestimmungen, die auf dem radioaktiven Zerfall der Atomkerne bestimmter Elemente beruhen, sind die Bestimmungen einzelner geologischer Zeitabschnitte durch Abschätzung exogen-dynamischer Vorgänge wie Zuwachs von Deltas, Rückschreiten von Wasserfällen, Schlammabsätze in Seen, Erosionswirkungen von Flüssen, Dünenbildungen, Abrasionsterrassen usw. etwas in den Hintergrund getreten. An den Sedimenten des Oeschinensees dürfte sich wohl eine vergleichende Altersbestimmung sehr lohnen und von wissenschaftlichem Interesse für die Geochronologie sein.

4. Der Schwebestoffhaushalt des Oeschinensees

Vorbemerkung: Der Begriff Schwebestoff ist vielleicht nicht gerade glücklich gewählt. Wir verstehen darunter alle im Wasser suspendierten Stoffe, also nicht nur die schwebenden, sondern auch die mehr oder weniger rasch absinkenden. In der Literatur werden dafür andere Begriffe wie Schlamm, Trübungstoffe, Sinkstoffe, Seston usw. verwendet.

a) Meßmethoden

Ähnlich wie bei der Aufnahme eines Temperaturprofils (siehe Kapitel «Thermik») bestimmte ich Verteilung und Summe der Trübstoffe im Oeschinensee durch eine relative und absolute Messung. Die Durchsichtigkeit des Wassers stellt ein Maß für die in ihm schwebend enthaltenen, organischen und mineralischen Bestandteile dar. Sind die Schwebestoffe vorwiegend anorganischer Natur, was im Oeschinensee durchaus der Fall ist, so kann aus Transmissionsmessungen auf die Menge des in Suspension befindlichen Sedimentanteils geschlossen werden.

Ein einfaches Verfahren besteht in der Bestimmung der Sichttiefe mit Hilfe der Secchi-Scheibe. Auf diese Messungen werde ich im Kapitel «Optik» zurückkommen.

Eine vom Tageslicht unabhängige Trübungsmessung bis in große Wassertiefen ist mit dem in Fig. 14 dargestellten Transmissionsmeßgerät möglich. Das Gerät besteht aus einer Punktlichtlampe, die ein schwach diver-

gentes Lichtbündel auf einen Planspiegel wirft, von wo es auf einen Hohlspiegel fällt, um von diesem weitgehend als paralleles Strahlenbündel auf ein Sperrschicht-Photoelement aufzutreffen. Als Stromquelle wurden zwei in Serie geschaltene Batterien mit 1,5 V Spannung verwendet, die in einem wasserdichten Gehäuse, mit dem Gerät verbunden, versenkt wurden. Zur Messung des Photostromes genügte ein Spannband-Galvanometer. Nachteilig wirkte sich bei einer Messung der Spannungsabfall der Batterien aus. Bessere Resultate wurden bei Gebrauch eines Akkumulators erzielt, was jedoch ein weiteres Stromzufuhrkabel erforderte.

Indem die Lampe einige Minuten vor dem Versenken des Meßgerätes eingeschaltet wurde, konnte der sich auf die Messung ungünstig auswirkende Spannungsabfall etwas vermindert werden. Sowohl beim Versenken als auch beim Heben wurde eine Meßreihe aufgenommen. Dadurch ließ sich der Spannungsabfall rechnerisch ermitteln und kompensieren.

Anhand der Transmissionskurve erhielt ich Aufschluß über die Schwebestoffverteilung. Aus den einzelnen Schichten mit unterschiedlicher Extinktion des Lichtes wurden Wasserproben (1 Liter) mit Hilfe einer Schöpfflasche nach P. NYDEGGER (1957) heraufgeholt. Das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft war mir bei der quantitativen Bestimmung des Schwebestoffinhaltes der Wasserproben behilflich, was ich an dieser Stelle bestens verdanken möchte.

Eine exakte mathematische Gesetzmäßigkeit zwischen gemessener Extinktion oder Transmission des Lichtes und der Schwebestoffmenge in mg pro Liter konnte ich nicht herausfinden. Es herrschte bloß ein Zusammenhang in der Verteilung der Größenordnung vor, was aus Fig. 14 hervorgeht. Deshalb war ich gezwungen, mehrere Wasserproben aus verschiedenen Tiefen zu entnehmen.

Die Tatsache, daß sich Schwebestoffmenge und Transmission nicht proportional zueinander verhalten, dürfte auf die Unterschiedlichkeit der suspendierten Partikel in ihrer mineralischen Beschaffenheit sowie Farbe, Form und Korngröße zurückzuführen sein. Diese Faktoren verursachen variierende Streueffekte und farbselektive Absorption. Ebenso wirkt sich hier die unterschiedliche chemische Zusammensetzung des Wassers, das heißt der in diesem dispergierten Stoffe, aus. Wie schon erwähnt, sind die organischen Trübstoffe (Planktonorganismen, andere organische, suspendierte Stoffe wie zum Beispiel in Verwesung begriffene Pflanzenteilchen, und auch tote, organische Teilchen in kolloidaler Form als Humussäuren) im Oeschinensee nicht von Bedeutung.

Leider habe ich die Transmissionsmessungen nicht farbselektiv ausführen können. Die Meßapparatur gestattete das Vorschalten von Farbfiltern vor das Photoelement nicht. Deshalb kann ich mich hierüber nicht weiter äußern.

b) Zur Berechnung des Schwebestoffinhaltes

Auf Grund der sehr genau durchgeführten quantitativen Schwebestoffanalysen der Wasserproben im Labor und unter Berücksichtigung der horizontalen wie vertikalen Verteilung der suspendierten Stoffe im See sowie der Konfiguration der Seebeckens konnte der Schwebestoffinhalt des Oeschinensees zu einem gegebenen Zeitpunkt approximativ ermittelt werden (siehe Fig. 15 und 16). Dabei ging ich folgendermaßen vor: Auf der Ordinate wurde eine Volumtiefenskala, auf der Abszisse die Schwebestoffmengen in mg/l aufgetragen. Der Flächeninhalt, begrenzt durch die Koordinaten und die Meßkurve, stellt bei bekanntem Proportionalitätsfaktor die gesamte Schwebestoffmenge dar.

c) Zur Verteilung der Schwebestoffe im Oeschinensee

aa) Wie Fig. 17 zeigt, schwankt die horizontale Verteilung der Schwebestoffe im Seebecken in verschiedenen Schichten nur geringfügig. Die von verschiedenen Seiten in den See mündenden Bäche sowie die relativ kleinen Ausmaße des Sees bewirken allein schon eine gute Gleichverteilung. Dazu kommt noch, daß der See gut durchflutet und durchströmt ist. Tagsüber wehen die Winde meist von Westen her gegen die Lärstfluh. Der entgegengerichtete Unterstrom wird noch verstärkt durch die am Westrand des Sees befindlichen unterirdischen Abflüsse.

bb) In der jahreszeitlichen Verteilung erkennen wir das Eintreten des maximalen Schwebestoffinhaltes in der Zeit der Schneeschmelze (Juni und Juli). Bereits im August kann infolge der verminderten Schwebestofffracht der Zuflüsse, aber auch durch die fortgesetzt stattfindende Sedimentation ein starker Rückgang verzeichnet werden. (Vgl. hierzu auch den Jahresgang der Sichttiefe im Kapitel «Optik».) Im Spätherbst sind im See praktisch nur noch die feinsten, siltigen und tonigen Fraktionen suspendiert, die während des Winters sehr langsam aussedimentieren.

cc) Wie ich schon im vorangehenden Kapitel 3 b) ausgeführt habe, hängt der Schwebestoffinhalt im Oeschinensee wesentlich vom Witterungsverlauf eines Sommers ab. Der Sommer 1963 entsprach dem meteo-

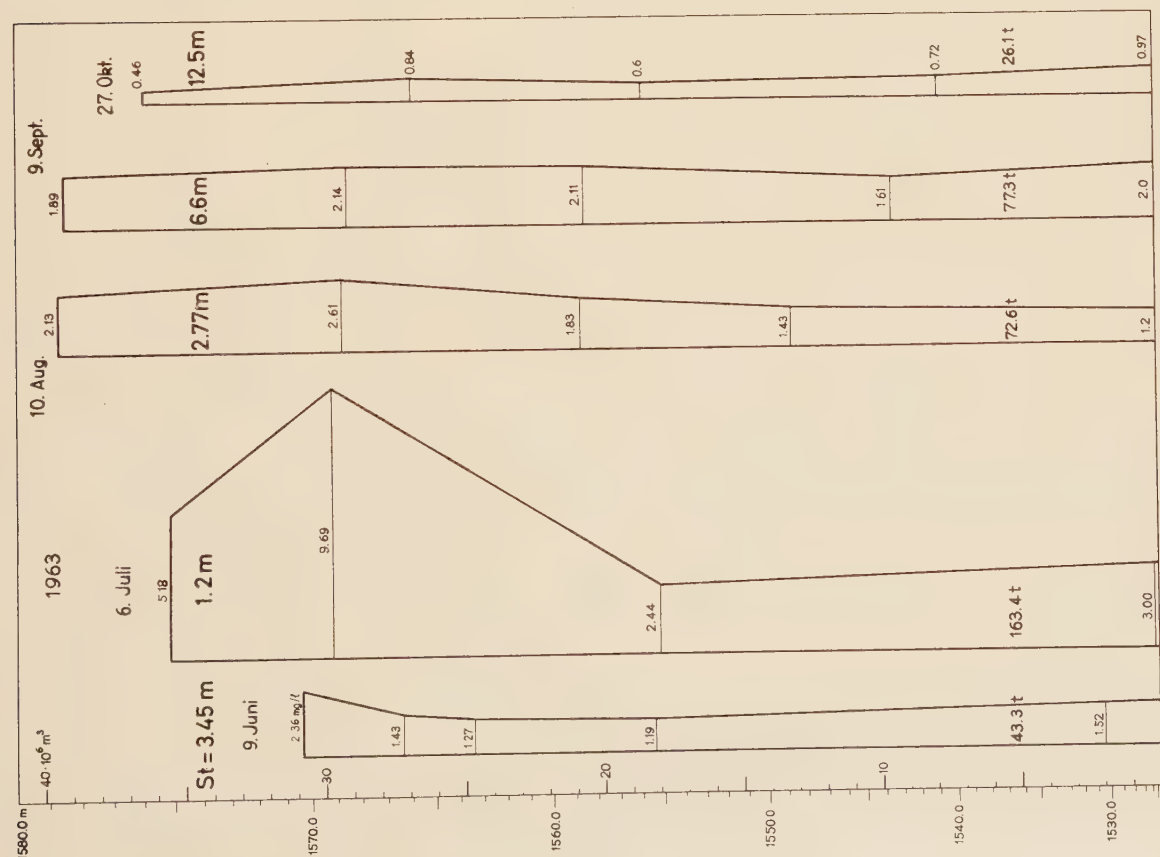


Fig. 15 Schwebestoffverteilung, Schwebestoffinhalt in t und gemessene Sichttiefen in m (St) im Oeschinensee 1963 (Seemitte).

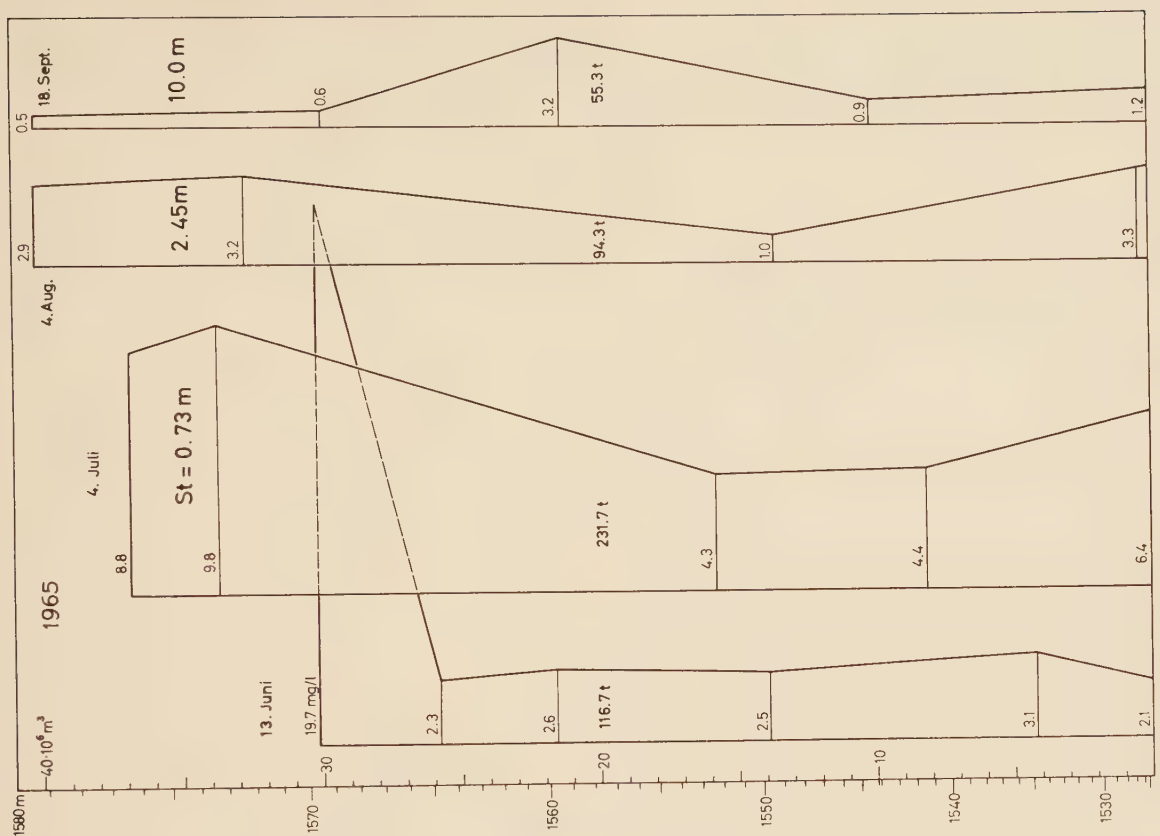


Fig. 16 Schwebestoffverteilung, Schwebestoffinhalt in t und gemessene Sichttiefen in m (St) im Oeschinensee 1965 (Seemitte).

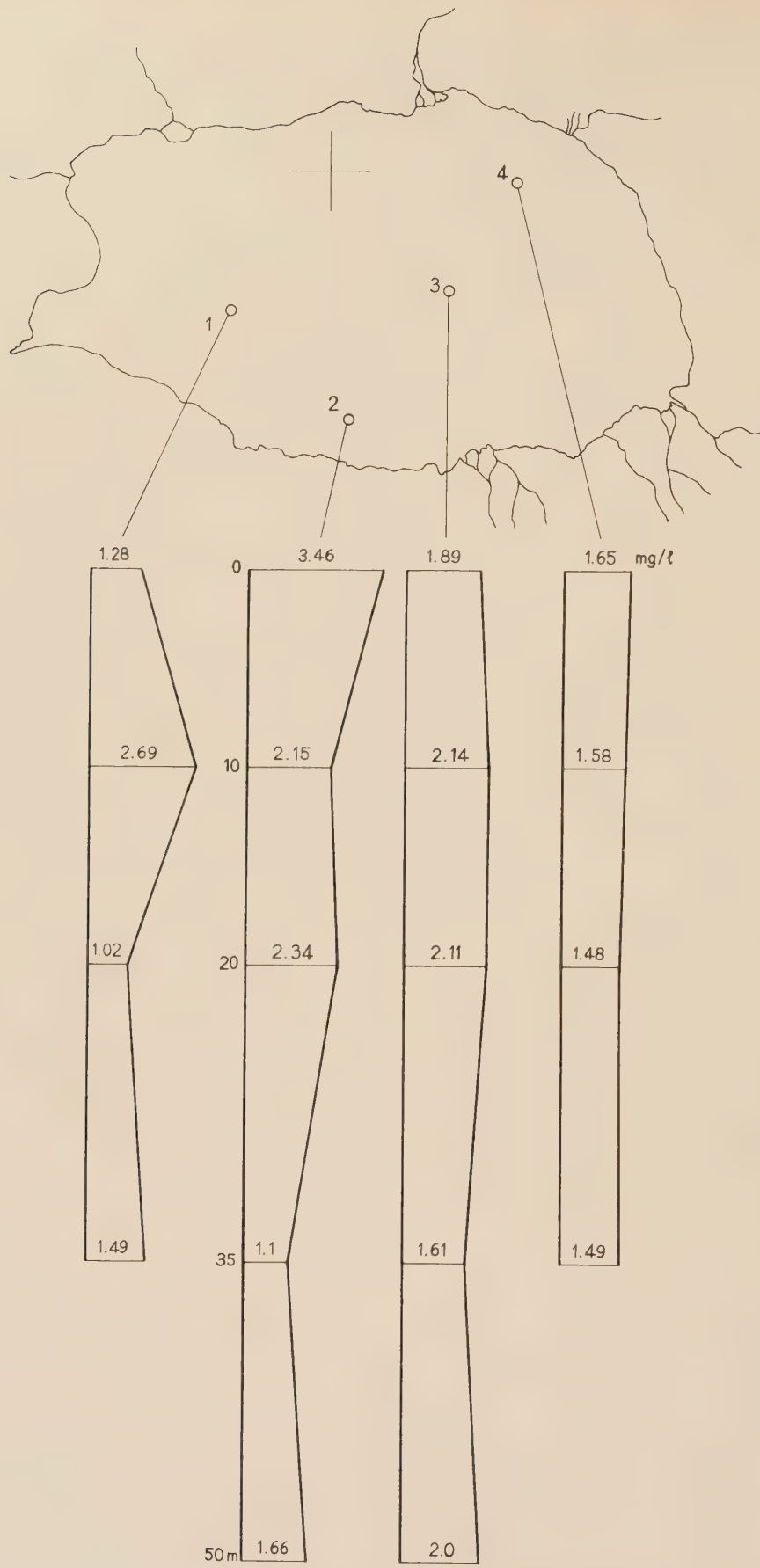


Fig. 17 Horizontale und vertikale Verteilung der Schwebstoffe in mg/l am 9. September 1963 im Oeschinensee.

rologischen Durchschnitt. Im Sommer 1965 dagegen waren die Temperaturen unternormal, die Niederschläge weit über dem Mittel. Der Oeschinensee erreichte den höchsten Wasserstand seit 1950. Deshalb fielen die Beträge des Schwebestoffinhaltes bedeutend höher aus als im Jahr 1963 (siehe Fig. 15 und 16).

d) Schwebestoffbestimmungen an Zuflüssen und Abflüssen des Oeschinensees

Tabelle 20: Angaben in mg/l e bedeutet kein Wasser

Zuflüsse	6. 8. 1964	13. 6. 1965	4. 7. 1965	4. 8. 1965	
				vormittags	abends
Lägerbach	e	43,3	4099	e	e
Heubergbach	e	154,0	2888	e	e
Berglibach	99,5	74,5	117	3,3	18,0
Tränen	—	79,3	—	8,8	15,2
Schluchtbach	19,2	1078	198	1,3	41,3
Doldenhornbach	454,5	17664	313	—	6,0
Quellen Nr. 2	0,72	e	0,84	0,6	
(siehe 4	0,8	1,15	0,59	0,2	
Abb. 11) 5	1,43	1,36	0,93	0,7	
7	—	—	—	0,4	
Fassung alte	—	0,11	—	—	
neue	—	0,86	—	0,9	
Datum	Wetter		Zeit der Probeentnahme		
6. 8. 1964	bedeckt, um 14 Uhr kleineres Gewitter, ab 18 Uhr Regen		16.00–18.00 Uhr		
13. 6. 1965	Ganzer Mai regnerisch und kalt, am 8./9. Juni Neuschnee, seit 11. Juni schönes Wetter		15.45–17.30 Uhr		
4. 7. 1965	Regenfälle seit einigen Tagen		09.45–11.30 Uhr		
4. 8. 1965	sehr schönes Wetter, nach einer regenreichen Woche		10.00–11.30 Uhr		
			17.30–19.30 Uhr		

Wie aus Tab. 20 ersichtlich ist, habe ich nur wenige Schwebestoffbestimmungen an den Zu- und Abflüssen des Oeschinensees durchgeführt. Immerhin geht aus den Zahlen eindeutig hervor, daß die Abflüsse des Oeschinensees, die rund 500 m unterhalb des Sees als Quellen aus dem Bergsturzziegel hervortreten, praktisch klar sind. Damit dürfte erwiesen sein, daß alle in den See abgelagerten Alluvionen auch darin bleiben, was für unsere späteren Überlegungen betreffs Abtragung von Bedeutung sein wird.

Die Schwebestofffracht der in den See fließenden Bäche variiert außerordentlich stark. Sie ist von verschiedenen Faktoren abhängig, von denen ich nur die wichtigsten nennen möchte, wie:

- Jahres- und Tageszeit;
- Wetterlage und Wasserführung;
- Geologische, petrographische und morphologische Beschaffenheit des Einzugsgebietes;
- Methode der Probeentnahme usw.

Zur Zeit der Schneeschmelze führen die Bäche am meisten Schwebestoffe. Im Verlaufe des Sommers werden die Gletscherbäche immer klarer. Am Morgen werden oft noch kleinere Mengen Schwebestoffe gemessen als am Abend. Nach Gewittern oder längeren Regenperioden ist erwartungsgemäß ein Ansteigen des Schwebestoffgehaltes zu registrieren.

Die Transportfähigkeit des Mediums Wasser hängt von dessen Fließgeschwindigkeit ab. Je mehr Wasser die Bäche führen, um so größer ist die Strömung. Das Material schwimmt, soweit seine Fallgeschwindigkeit von der Strömung übertroffen wird.

Auch verwundert es nicht, daß Läger- und Heubergbach am 4. Juli 1965 größere Schwebestoffmengen führten als alle anderen Bäche, liegt deren Einzugsgebiet doch auf der Nordseite des Oeschinensees, wo die Tertiärformationen der Doldenhorn- und Diableretsdecke anzutreffen sind.

Das Meßergebnis hängt auch von der Methode der Probeentnahme aus dem Bache ab. Dabei ging ich folgendermaßen vor: Ich hielt die Schöpfflasche knapp unter die Wasseroberfläche in der Mitte des Baches in Fließrichtung. Durch den Schließmechanismus wurde sozusagen mit einem Schlage die gesamte Wasser-

probe entnommen. Je tiefer man die Schöpfflasche in den Bach eintaucht, um so größer ist die gemessene Schwebestoffmenge. So stellte ich zum Beispiel beim Schluchtbach am 13. Juni 1965 direkt unter der Oberfläche 989 mg/l und im Schwerpunkt des Bachquerschnittes 1078 mg/l fest.

Das Maximum von 17,664 g pro Liter am Doldenhornbach wurde dadurch erreicht, daß der Bach vor der Einmündung in den See, der zu dieser Jahreszeit noch einen tiefen Pegelstand aufwies, über das von feineren Alluvionen bedeckte Deltagebiet hinwegfloß und somit viel Material mitriß. Dies zeigte sich auch darin, daß der Bach in kurzer Zeit sein Bachbett tiefer zu legen vermochte (siehe dazu auch Abb. 14). Am 4. Juli 1965 ergab sich nochmals die gleiche Erscheinung, wenn auch in bedeutend kleinerem Maße, da nun mittlerweile der Seespiegel stark angestiegen war und der Bach somit über eine kürzere Strecke in den abgelagerten Alluvionen floß, die hier zudem gröber waren.

Am Fuße der Felswand, über die der Doldenhornbach sich auf die Schotterebene ergoß, führten seine Wasser 212 mg, bei der Mündung in den See 313 mg Schwebestoffe pro Liter.

Da mir zu wenig Zahlenmaterial zur Verfügung steht, verzichte ich, auf Grund der Schwebestoffmessungen in den Zuflüssen, eine Berechnung der im Verlaufe eines Sommers in den See gebrachten Schwebestoffmenge anzustellen.

COLLET (1916) legte dar, daß im Hochgebirge im Sommer (Juni bis August) durchschnittlich mit 1 g/l suspendiertem Material in den Bächen zu rechnen sei. Rechnen wir beim Oeschinensee mit einem Jahreszufluß von rund 25 Millionen m³, so würden demnach in einem Jahr 25 000 t Schwebestoffe, das heißt ungefähr 10 000 m³ im getrockneten oder 17 500 m³ im nassen Zustande in den See zur Sedimentation verbracht. Verteilen wir diese Menge auf die rund 1 km² messende Seeoberfläche, so errechnet sich der Schlammabsatz zu 17,5 mm pro Jahr.

Diese Werte liegen alle zu hoch (vgl. auch mit der Anmerkung auf Seite 78). Die nach COLLET berechnete Schwebestofffracht entspricht ziemlich genau der gesamten jährlich im Oeschinenseebecken akkumulierten Gesteinsmasse (siehe Seite 50).

Die repräsentativsten Zahlen der Tab. 20 sind diejenigen des Hauptzuflusses, des Berglibaches. Diese bestätigen auch die Größenordnung von rund 100 mg/l.

e) Zur Frage der Einschichtung und Verbreitung der Schwebestoffe im See

Man erwartet, daß die Bäche im See in der Wasserschicht einströmen, in der die Seewassertemperaturen mit denjenigen der Bäche übereinstimmen. Da die Schwebestoffe das spezifische Gewicht des zufließenden Wassers erhöhen, sollte die Einschichtung theoretisch noch tiefer erfolgen.

In Wirklichkeit ist das Gegenteil zu beobachten, weil sich das Wasser der Bäche mit dem wärmeren Oberflächenwasser des Sees vermischt. Schon kurze Zeit nach dem Auftauen des Sees ist die Oberflächentemperatur größer als die der zufließenden Bäche (siehe Temperaturprofile). Die Temperaturdifferenz wächst bis anfangs August und wird dann wieder geringer, bis die Zuflüsse versiegen und der See gefriert.

Am 4. Juli 1965 konnte ich beim Berglibach folgendes beobachten:

Oberflächentemperatur des Sees = 13,1°, Berglibach = 5,1°.

Die Strömung des Berglibaches konnte bis auf etwa 100 m in den See hinaus allein schon an der bräunlichen Färbung des Wassers verfolgt werden. Bei der Einmündung des Baches in den See betrug der Schwebestoffgehalt 117 mg/l, 20 m vom Ufer entfernt, knapp unter der Oberfläche, 86,7 mg/l, bei 40 m Abstand vom Ufer 65,2 mg/l. In der Seemitte wurde eine Menge von 8,8 mg/l im Oberflächenwasser bestimmt.

5. Physikalische und chemische Untersuchungen der Sedimente

In beschränktem Rahmen führte ich physikalische und chemische Untersuchungen an den Sedimenten durch, die ich in den sechs Sedimentationseimern 1963–1965 auffangen konnte. Dabei waren mir die Herren Prof. Dr. Th. Hügi und Dr. Tj. Peters vom Mineralogischen Institut der Universität Bern mit wertvollen Ratschlägen und Anleitungen behilflich. Hiermit möchte ich den Genannten meinen besten Dank aussprechen für ihr Interesse an meinen Untersuchungen sowie für ihre Förderung meiner Arbeit.

a) Bestimmung des spezifischen Gewichtes

Die Sedimentproben wurden bei 115°C getrocknet und in einem Mörser zerdrückt, da sie beim Trocknen stark verkrusteten. Das Sediment wurde wieder in den Trockenschrank gebracht, im Exsikkator abgekühlt usw., bis Gewichtskonstanz erreicht war. Mit der bekannten Pyknometer-Methode bestimmte ich das spezifische Gewicht wie folgt:

$$\text{Spezifisches Gewicht} = \frac{\text{Gewicht}}{\text{Volumen}} = \frac{c-a}{(b-a) - (d-c)}$$

- a Gewicht des leeren Pyknometers
- b Gewicht des mit Wasser (20°C) gefüllten Pyknometers
- c Gewicht des Pyknometers mit Sedimentprobe
- d Gewicht des Pyknometers mit Sedimentprobe und Wasser.

Damit das Wasser sämtliche Hohlräume des Sedimentpulvers ausfüllte, wurde das offene Pyknometer mit dem Sediment und etwas Wasser unter dem Rezipienten langsam evakuiert. Dabei durfte das Pyknometer nicht von Anfang an ganz mit Wasser gefüllt werden, da sonst die Probe infolge der entstehenden Luftblasen aus dem Maßfläschchen überlief. Die starke Quellfähigkeit des Materials trat dabei auffällig in Erscheinung.

Ich bestimmte folgende spezifische Gewichte:

Probe Nr. 1	2,71	
Probe Nr. 2	2,71	
Probe Nr. 3	2,69	
Probe Nr. 4	2,74	Mittel: 2,72
Probe Nr. 5	2,82	
Probe Nr. 6	2,66	

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes von nassem Sediment ist problematisch und liefert stark streuende Werte, je nach Feuchtigkeitsgehalt (siehe dazu auch Tab. 19).

Bei den Sedimenten, die Alb. HEIM (1900) vom Grunde des Vierwaldstättersees mittels Schlammstammkassens heraufgeholt hatte, bestimmte er folgende Größen:

	Urnersee	Muottabecken
Spezifisches Gewicht im nassen Zustand	1,27	1,58
Spezifisches Gewicht im getrockneten Zustand (bei 100°C)	2,5	2,41
Volumenabnahme beim Austrocknen	76 %	64,25 %
Gewichtsabnahme beim Austrocknen	50,3 %	43,6 %

b) Korngrößenanalysen

aa) Siebanalyse

Eine Naßsiegung des sehr feinen Sedimentmaterials war nicht durchführbar. Deshalb wurde das Probegut im Trockenschrank bei 115°C getrocknet, anschließend im Exsikkator abgekühlt und, weil sich eine Kruste gebildet hatte, vorsichtig zerdrückt. Die Probe wurde wiederholt in den Trockenschrank und in den Exsikkator gebracht. Sodann wurden die Proben von Hand mit einem Siebsatz der US-Standard-Siebreihe ASTM von sechs Maschensieben analysiert.

Tabelle 21

Korngrößenklassen	Proben (Gewichts-%)					
	1	2	3	4	5	6
0,063 mm	99,68	99,55	99,82	69,4	99,65	98,64
0,063–0,125 mm	0,32	0,25	0,05	4,3	0,35	1,09
0,125–0,25 mm	–	0,19	0,13	4,7	–	0,27
0,25 –0,5 mm	–	–	–	13,2	–	–
0,5 –2 mm	–	–	–	7,6	–	–
2 –4 mm	–	–	–	0,8	–	–

Aus den Siebanalysen geht eindeutig hervor, daß alle Proben nach der Korngrößen-Einteilung von C. K. WENTWORTH (1922) aus Silt und Ton bestehen. Die Beimengungen von Feinsand sind verschwindend klein und erreichen nur bei Probe 6 den Gewichtsanteil von einem Prozent. Die Ausnahme der Probe 4 habe ich schon früher erklärt (siehe Kapitel D. 2. c).

Nachdem also die Proben zu 99% und mehr das feinste Sieb mit der Maschenweite von 0,063 mm pasierten, drängte sich eine andere Korngrößenanalyse auf. In Frage kam eine Klassierung durch die Fallgeschwindigkeit (Schlamm- oder Sedimentiermethode).

bb) Analysen mit der Sedimentationswaage

Die Sedimentationsanalyse beruht auf der bekannten Grundlage der Formel von Stokes. Ich verzichte hier auf die Beschreibung der mathematischen Ableitungen zur Berechnung der Korngrößen aus der gemessenen Fallzeit und umgekehrt, da man in der Literatur genügend Angaben findet: Bei MÜLLER G. (1964), BATEL W. (1960) und KÖSTER E. (1960 und 1964) sowie in der Wegleitung zur Benützung des von mir verwendeten Meßgerätes. Ich arbeitete mit der Sedimentationswaage, die von den Sartorius-Werken AG, Göttingen, hergestellt wird. Diese Waage ist ein automatisch arbeitendes Gerät zur Untersuchung der Korngrößenverteilung im Bereiche von 0,001–0,06 mm und schließt also direkt an die Siebanalyse an. Als Sedimentationsflüssigkeit verwendete ich eine 0,01 normale Natronlauge. KÖSTER E. (1960) schreibt, eine Zusetzung von Stabilisatoren sei nötig, um der Koagulationsgefahr zu begegnen. Bei calciumreichen Systemen empfiehlt er eine Lösung von Natriumoxalat (1/200 n) oder Natriumpyrophosphatlösung oder eine Trinatriumphosphatlösung (0,01 Mol je Liter).

Mit der letzteren zeigte jedoch eine Analyse, daß aus der Suspension gewichtsmäßig mehr aussedimentierte als nach der genauen Einwaage erwartet wurde, was offenbar auf Ionenaustausch zurückzuführen ist.

Schon nach 40 Stunden Sedimentationsdauer war die Flüssigkeit absolut klar, während bei Verwendung von destilliertem Wasser oder 0,01 n NaOH noch nach drei Tagen die Trübung eine Transparenz verhinderte. Die Analysen mit destilliertem Wasser als Sedimentationsflüssigkeit lieferten praktisch die gleichen Resultate wie bei der Verwendung von 0,01 NaOH.

Zur Berechnung der Korngrößen nahm ich eine kugelige Partikelform an, wobei zu sagen ist, daß auch diese Annahme der Wirklichkeit nicht ganz entspricht, weisen doch die Partikel der zu untersuchenden Kornhaufwerke alle möglichen irregulären Formen auf, oft sogar Blättchenform. Das Stokessche Gesetz gilt, streng genommen, nur bei Kugelform. Die erfaßten Korngrößen entsprechen also sog. «Äquivalent-Durchmessern»; das ist der Durchmesser eines Körpers, der bei gleichem Stoff in der gleichen Flüssigkeit in gleicher Zeit die gleiche Strecke fällt wie eine Kugel, deren Durchmesser für die Bestimmung der Fallgeschwindigkeit die Grundlage bildet.

Ein weiterer Fehler entsteht dadurch, daß die Einzelkörner meist aus verschiedenartigen Mineralien bestehen. Mit welcher Dichte soll gerechnet werden? Ich rechnete mit dem von mir bestimmten, mittleren spezifischen Gewicht von 2,72. Da aber die Proben, wie wir sehen werden, zum Teil auch quellfähige Tonminerale enthalten, war die Dichte etwas zu hoch angenommen, was sich bei der Auswertung der Sedimentationskurven zeigte.

Eine weitere Schwierigkeit erfolgte bei der Vorbereitung der Suspension. Die Sedimentproben wurden während 24 Stunden bei 40°C unter einer Infrarotlampe getrocknet, alsdann mit den Fingern zerrieben, wieder getrocknet und in den Exsikkator gebracht. Hierauf wurde das Füllgewicht für die Sedimentationswaage eingewogen. Nach Zugabe der Sedimentationsflüssigkeit von etwa 1 Liter wurden die Proben geschüttelt, und zwar in der Weise, daß die Flasche mit der Suspension in eine Halterung auf eine rotierende Scheibe mit horizontaler Achse von 60 cm Durchmesser gebracht wurde und dadurch 22 ganze Umdrehungen pro Minute ausführte. Ich konnte in der Folge feststellen, daß die Schütteldauer sich auf die Korngrößenverteilung auswirkte. Bei längerer Schüttelzeit (mehrere Stunden bis 3 Tage) nahm der Anteil der größeren Partikel ab und somit derjenige der kleineren zu. Bei einer Schütteldauer von einigen Minuten bis zu einer Stunde waren aber keine nennenswerten Abweichungen zu registrieren.

Ferner konnte ich folgende Merkwürdigkeit feststellen:

Bei Wiederholung der Messung mit der gleichen Probe durch erneutes Aufschütteln erhielt ich immer abweichende Resultate. Zur günstigen Auswertung der Sedimentationskurve wählte ich während der ersten vier Stunden der Sedimentation einen Papiervorschub von 120 mm/h, anschließend während 20 Stunden einen solchen von 40 mm/h. Nun mußte der Sedimentationsvorgang infolge Auswechslung der Zahnradpaare unterbrochen werden. Das Kornhaufwerk wurde im Fallgefäß neu aufgeschüttelt, indem die Fallplatte auf- und abbewegt und dabei rasch gedreht wurde, um das bereits abgesetzte Material wieder von ihr herunterzuschleudern. Dies geschah so lange, bis die Suspension wieder homogenisiert war. Hierauf ließ ich die Sedimentation beim kleinsten Papiervorschub von 10 mm/h während gut 60 Stunden wiederholen, damit alle Partikel bis zur Größe von 0,0008 mm zum Absetzen kamen und somit für die Auswertung erfaßt wurden. Merkwürdig war, daß sich nun die Rückstandskennlinien beider Sedimentationsversuche ein und derselben Probe nicht deckten, und zwar erhielt ich abweichende Werte auf beiden Seiten. Einmal schien die Koagulation, das andere Mal ein Teilchenzerfall wirksam zu sein. Die Abweichungen können nicht apparativ bedingt sein. Die in Fig. 18 dargestellten Rückstandskennlinien wurden alle unter gleichen Bedingungen aufgenommen und besitzen deshalb wenigstens einen relativen Wert. (1 Stunde Schüttelzeit; 4 Stunden lang 120 mm, anschließend während 24 Stunden ohne Unterbruch der Sedimentation 40 mm Papiervorschub.)

Nach BATEL (1960) hat die Sedimentationswaage bei Korngrößen unter 0,005 mm in manchen Fällen keine befriedigende Übereinstimmung mit der Andreasen-Analyse ergeben.

Im weitem beanstandet er bei der Sedimentationswaage die Bewegung der Fallplatte während des Meßvorganges, die störende Flüssigkeitsströmungen verursache.

Eine andere Fehlerquelle entstehe durch den Dichtesprung in der Ebene des Falltellers.

Nach seinen Ansichten bestehen vor allem Unsicherheiten bei der Erfassung der Gesamtmasse der Teilchen über der Fallplatte, was ich in bezug auf das spezifische Gewicht und die genaue Einwaage ebenfalls bereits erwähnt habe.

c) Chemische Analysen der Sedimente

aa) Qualitative Analyse der Tonfraktion

Herr Dr. Tj. Peters vom Mineralogischen Institut der Universität Bern führte an zwei verschiedenen, mit Atterberg-Zylindern abgetrennten Tonfraktionen ($<0,002$ mm) der Proben 2 (Seerand) und 5 (Seemitte) eine röntgenographische Untersuchung nach dem Zählrohr-Verfahren «Norelco» durch. Dabei fand er in beiden Proben in annähernd gleichem Maße folgende Tonminerale: Vorherrschend waren Illit und Chlorit, und zwar im Verhältnis 4:1 bis 3:1, ferner stellte er Calcit und ungefähr 5% Quarz fest. Beim Chlorit ließ sich etwas eisenreicher Chlorit nachweisen.

bb) Quantitative Analysen

Die bei 115°C bis zur Gewichtskonstanz getrockneten Sedimentproben aus den sechs Eimern bildeten die Ausgangssubstanz für die chemischen Analysen. Diese sind nach den Vorschriften (vervielfältigtes Manuskript) des Geochemischen Laboratoriums des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Bern ausgeführt worden. Es sei zur Methode kurz folgendes bemerkt: Zunächst bestimmte ich den in Salzsäure löslichen Teil, was durch die Differenz zwischen Einwaage (1000 mg) und Filtrerrückstand ermittelt wurde. Hierauf wurde aus dem Filtrat Calcium und Magnesium durch komplexometrische Titration mit Komplexon III («AeDTE» nach SCHWARZENBACH 1955) bestimmt. Das Gesamteisen als Fe_2O_3 wurde spektral-photometrisch mit der Dipyridil-Methode gemessen. Ferner führte ich eine gravimetrische CO_2 -Bestimmung nach HILLEBRAND u. Mitarb. (1953) durch, um den errechneten Karbonatanteil der Proben zu überprüfen, was gute Übereinstimmungen zeigte. Bei den Proben 5 und 6 wurden noch die Alkali K_2O und Na_2O flammenphotometrisch bestimmt. Es ergaben sich folgende Werte: K_2O : 0,1 bzw. 0,01; Na_2O : 0,41 bzw. 0,5 (alle Zahlen in Gew.-%).

Die Zahlen der Tab. 22 sind das Mittel aus 4 Bestimmungen. Dabei waren mir die Laborantinnen Frl. Hiltbrand und Frl. Schopfer behilflich. Ihre Mitarbeit möchte ich an dieser Stelle bestens verdanken.

d) Diskussion der Ergebnisse

G. MÜLLER (1964) gibt für die nachfolgenden Minerale folgende Dichten an:

Quellfähige Tonminerale	2,0–2,3	Kalifeldspat	2,57
Quarz	2,65	Glimmer	2,7–3,2
Calcit	2,72	Dolomit	2,87

Wie die chemischen Analysen gezeigt haben, bestehen die Sedimente vorwiegend aus CaCO_3 . Es ist deshalb kein besonderer Zufall, daß das Mittel der spezifischen Gewichte unserer Proben mit der Dichte von Calcit gerade übereinstimmt.

Tabelle 22: Chemische Analysen der Sedimente aus dem Oeschinensee
(Proben vergl. mit Fig. 13) Angaben in Gew.-%

	1	2	3	4	5	6
CaO	35.60	42.86	34.47	42.20	37.17	32.25
MgO	1.51	1.65	1.57	1.40	1.56	1.21
FeO	2.70	1.35	2.50	1.50	2.39	2.75
CO_2 (berechnet)	31.52	36.25	30.26	35.53	32.65	28.23
H_2O (+ 100°)	2.41	1.60	2.40	1.75	1.96	2.84
HCl-Unlösliches (bei 1000° gegläht)	25.74	15.80	28.10	16.92	24.26	32.23
Summe	99.48	99.51	99.30	99.30	99.99	99.51

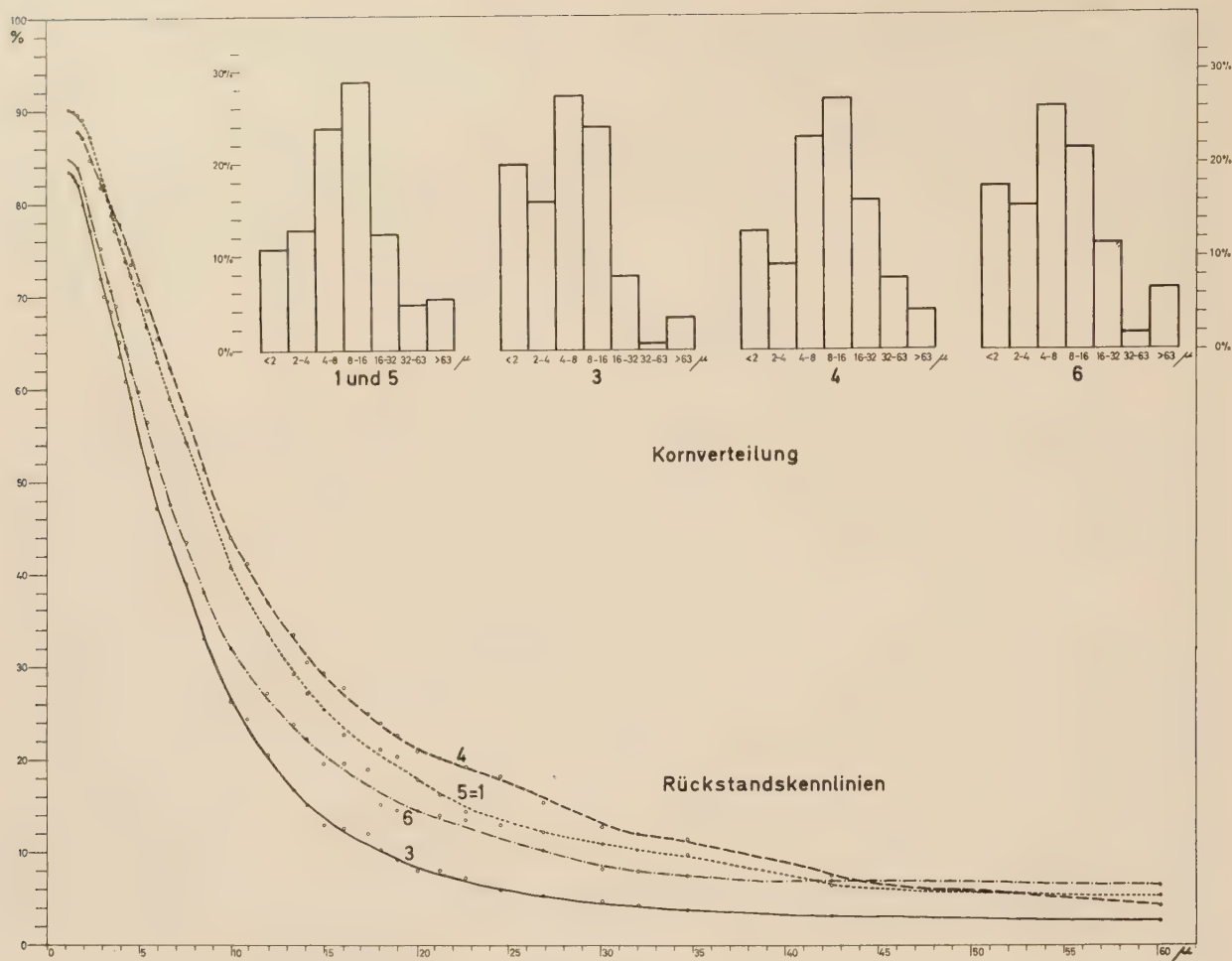


Fig. 18 Rückstandskennlinien und Kornverteilung der Sedimentproben aus dem Oeschinensee.

Ferner fällt auf, daß die Sedimente 3 und 6 mit den niedrigsten Dichten den größten Tonanteil verzeichnen (siehe Fig. 18). Umgekehrt verhalten sich diesbezüglich die Sedimente 4 und 5. Die gleiche Erscheinung zeigte sich auch bei der quantitativen chemischen Bestimmung des Karbonatanteils. Bei den Proben 3 und 6 ermittelte ich die größten, in Salzsäure unlöslichen Rückstände. Die betreffenden beiden Sedimentations-eimer standen direkt unter dem Einflußbereich der von der Nordseite des Oeschinensees einmündenden Bäche (Bergli- und Heubergbach), die mit ihrem Einzugsgebiet in die Tertiärformationen der Doldenhorn-, Diablerets- und Wildhorndecke reichen (siehe Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Spezialkarte 98, aufg. v. J. KREBS, 1917–1919). Die Eimer 2 und 4 dagegen, vor allem Nr. 2, fingen die Sedimente der Bäche aus den Fründen auf, deren Einzugsgebiet fast ausschließlich aus Kalk (Oehrlikalk der Kreideformation und Hochgebirgskalk der Malmformation) bestehen. Die Sedimente aus der Seemitte (Nr. 5) und aus dem südlichen Teil des Seebeckens (Nr. 1), die in größeren Abständen von den erwähnten Bachmündungen gesammelt wurden, nehmen nach ihrer chemischen Zusammensetzung eine Mittellage zwischen den oben erwähnten Gruppen ein. Interessant ist, daß die beiden Sedimente 1 und 5 genau die gleiche Kornverteilung aufweisen.

In der Tatsache, daß die aus den Sedimenten verschiedener Zonen des Sees abgetrennten Tonfraktionen die gleichen Tonminerale in übereinstimmendem Verhältnis enthalten, sehe ich einen Beweis dafür, daß die eingeschwemmten Schwebestoffe der feinsten Körnung sich über das gesamte Seearéal gleichzeitig verteilen. Diesen Vorgang konnten wir bereits aus den Untersuchungen über den Schwebestoffhaushalt des Oeschinensees folgern.

Zum Vergleich mit anderen Seen weise ich auf die Ergebnisse der Untersuchungen von J. ZENDER (1908) über die chemische Zusammensetzung des Schlammes einiger Schweizer Seen hin. Im weitern verweise ich auf die detaillierten chemischen Analysen der Schlammabsätze aus dem Vierwaldstättersee (Alb. HEIM, 1900), sowie auf die umfangreichen Untersuchungen von H. ZÜLLIG (1956) an den Sedimenten des Zürichsees, Walensees, Bodensees und Zugersees. Dazu bleibt allerdings zu bemerken, daß in den genannten Seen das au-

tochthone Sediment je nach Trophiegrad und Verschmutzung stärker oder schwächer vertreten ist, was sich in einer unterschiedlichen, chemischen Beschaffenheit äußert. Während sich die älteren Sedimentuntersuchungen auf die Strukturanalyse, die Mikrofossilien und die quantitative Bestimmung der anorganischen Bestandteile beschränken, werden neuerdings die organischen Anteile der Sedimente einer speziellen Analyse unterworfen, so bei ZÜLLIG (1956) und KLEEREKOPER (1957).

Da im Oeschinensee in produktionsbiologischer Hinsicht äußerst wenig geschieht und es sich fast ausschließlich um allochthone und anorganische Sedimente handelt, durften sich unsere Untersuchungen mit Recht auf die Bestimmung des Mineralgehaltes beschränken.

Wie sind die Sedimente im Oeschinensee phänomenologisch zu bezeichnen?

Um Seekreide handelt es sich hier nicht. Über diese führt RUTTNER (1962, Seite 218) aus: «Der Kalk wird hauptsächlich durch die Assimilationstätigkeit der Pflanzen (Phytoplankton), und zwar durch den Entzug von CO_2 bzw. der $(\text{HCO}_3)^-$ -Ionen aus dem gelösten Bikarbonat gefällt (nach MINDER 1922 = biogene Entkalkung). Die flottierenden Kalkteilchen werden in der Uferregion, und zwar besonders im Strömungsschatten, abgelagert und bilden dort die weißlich schimmernden Bänke, die uns bei der Betrachtung eines Alpen-sees von oben sehr auffallen. Dieses Uferbank-Sediment, die Seekreide, ist von grauweißer Färbung und kann Mächtigkeiten von vielen Metern erreichen. Es besteht zu 90–95 % aus kohlensaurem Kalk.» Später führt er aus, weshalb die Seekreide in den meisten Seen nicht auch in der Tiefe sedimentiert wird. Der Grund sei der, daß in den untersten Schichten eines Sees häufig aggressive CO_2 vorhanden sei, die die absinkenden Kalkteilchen wieder auflöse. Die Seekreide ist ein typisches autochthones Sediment. Wie ich aber schon früher dargelegt habe, sind die Sedimente im Oeschinensee allochthoner Natur.

An Vorschlägen für die Bezeichnung der Sedimentgesteine fehlt es in der geologischen Literatur nicht. Einen brauchbaren Vorschlag hat R. RAMSEYER (1952) mit seinem Karbonat-Sand-Silt/Ton-Dreieck geliefert. Mit über 50 % Karbonatanteil, 0–1 % Sand und 99–100 % Silt/Ton kämen wir damit in das Feld des Dreiecks, das er mit Mergelkalk oder Kalkmergel bezeichnet hat. Damit stehen wir auch mit der heute meistgebrauchten Nomenklatur von H. FÜCHTBAUER (1959) in Übereinstimmung. Die Bezeichnung «schluffiger Lehm», die sich bei Verwendung des Dreiecknetzes Sand-Schluff-Ton mit Aufteilung nach USBPR und ASTM-Korngrößeneinteilung (siehe KÖSTER E. 1960) ergäbe, halten wir für weniger geeignet. Zum Schluß möchte ich noch auf die von Tj. PETERS 1961 durchgeführten Untersuchungen an Glazialmergeln von Zollikofen hinweisen. Die Proben ergaben einen Karbonatgehalt von 33–44 % CaCO_3 . Die Tonfraktionen enthielten: Illit (30–50 %) (Hydromuskovit), Chlorit (15 %), Quarz (5–10 %) und Feldspat (5 %). Beim Karbonat handelte es sich um Calcit. Die Übereinstimmung mit dem Sedimentmaterial des Oeschinensees ist verblüffend.

E. Rückschlüsse auf das Größenmaß der Abtragung im Einzugsgebiet des Oeschinensees

1. Einleitung

In qualitativer Hinsicht sind die Abtragungsvorgänge schon seit langer Zeit erforscht worden. Über ihr quantitatives Ausmaß aber ist noch überraschend wenig bekannt. Einen hervorragenden Beitrag in dieser Beziehung hat H. JÄCKLI (1957) mit seinen Untersuchungen im bündnerischen Rheingebiet geliefert. Er schreibt auf Seite 127: «Alle Abtragungsvorgänge zusammen, in erster Linie die fluviale Erosion, bewirken im nicht der Auffüllung unterliegenden Teil des bündnerischen Rheingebietes (4307 km^2) heute eine mittlere Erniedrigung von etwas mehr als 1 mm pro Jahr.» Nur schon der durch den Abtransport der Feststoffe im Rhein bedingte Substanzverlust entspricht nach JÄCKLI einer Reduktion der mittleren Höhe des ganzen Gebietes, Aufschüttungsgebiete davon nicht abgezogen, von 0,58 mm pro Jahr. (Diese Zahl basiert auf den Rheindeltavermessungen von 1885–1941, aus welchen eine mittlere jährliche Gesamtablagerung des Rheins und der Bregenzer Ach im Bodensee von 3,65 Millionen m^3 oder 522 m^3 pro km^2 des Einzugsgebietes errechnet wurde, und stützt sich auf die durch den Rhein abtransportierte, gesamte, gelöste Mineralsubstanz von 583 700 t pro Jahr, wovon allein 449 000 t CaCO_3 .)

Nach den Zahlen der Tab. 16 wären die obenstehenden Werte etwas zu reduzieren, betrug doch die mittlere jährliche Ablagerung von Alluvionen durch den Rhein im Bodensee in den letzten vier Jahrzehnten bloß 455 km^3 pro km^2 des Einzugsgebietes. Allerdings ist dabei zu erwähnen, daß das Rheinbett heute infolge der vielen Wildbach- und Flußverbauungen sowie der Anlage von künstlichen Stauhaltungen und auch durch vermehrte Schotterausbeutung durch den Menschen sehr geschiebearm geworden ist, was übrigens – neben-

bei bemerkt – von den Wasserbauleuten ungern gesehen wird, braucht doch ein Fluß ein bestimmtes Maß an Geschiebe, um bei Hochwasser an diesem Energie verlieren zu können, ansonst die Seitenerosion an den Flußufern zunimmt. Die mittlere jährliche Geschiebefracht des Rheins beträgt heute nur rund 40000 m³ und ist an der Gesamtauflandung im Deltagebiet zu bloß 1,2% beteiligt.

Vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft wurden nebst den Vermessungen des Aaredeltas im Brienzersee auch Untersuchungen über die Geschiebeführung der Aare bei Brienzwiler durchgeführt. Für die Meßperiode 1898–1932, also noch vor dem Kraftwerkbau im Oberhasli, betrug der Anteil des Geschiebes rund 10% von der gesamten Feststofffracht der Aare!*

Die von H. JÄCKLI berechneten Abtragungswerte der fluviatilen Erosion wären aber noch in anderer Hinsicht zu reduzieren. Die Kubatur der im Deltagebiet abgelagerten Sedimente kann nicht mit derjenigen des abgetragenen Gesteins gleichgesetzt werden, es sei denn, man nehme für die erodierte Masse das gleiche Raumgewicht an wie für die akkumulierte.

Durch den fluviatilen Transport erleidet das Gestein eine große Aufbereitung. Es wird, wie wir gesehen haben, zur Hauptsache zu Schlamm zerkleinert und nimmt dadurch ein größeres Volumen ein als die Ausgangssubstanz. Dazu wird noch bei Ablagerung in einem See zwischen den Teilchen viel Wasser gebunden. Demzufolge sinkt das spezifische Gewicht. Alb. HEIM (1900) bestimmte die Dichte des nassen Schlammes im Urnersee zu 1,27, im Muottabecken zu 1,58, und unsere Sedimentproben aus dem Oeschinensee ergaben eine solche von 1,42 (siehe Tab. 19). Natürlich nimmt das Raumgewicht der Sedimente in einem Deltagebiet gegen die Flußmündung hin zu, weil dort gröberes Gesteinsmaterial abgelagert wird. Der Wert von 1,8 dürfte wohl kaum überschritten werden. Ein festes, erhärtetes, gebirgsfeuchtes Gestein hat aber eine mittlere Dichte von 2,5.

Die Rheinbauleitung Bregenz hat in den Jahren 1936 bis 1939 bei Brugg zahlreiche Schlammessungen im Rhein durchgeführt, wie seinerzeit Ph. KRAPF (1919) in den Jahren 1893 bis 1912. Hieraus konnte eine mittlere Schlammgehaltskurve in Abhängigkeit von der Wasserführung aufgezeichnet werden. Mit Hilfe dieser Kurve und den mittleren Tagesabflußmengen des Rheins errechnete man die Jahresschlammfracht und konnte damit für alle untersuchten Zeiträume eine recht gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der Deltaaufnahmen feststellen. Den Berechnungen wurde ein Raumgewicht der Deltasedimente von 1,3 t/m³ zugrunde gelegt.

Alle Abtragungsvorgänge beginnen am kompakten, höchstens durch tektonische Bewegungen etwas gelockerten Gestein. Dabei spielt die Verwitterung mit all ihren Formen eine wichtige Rolle, indem sie das Gestein zur eigentlichen Abtragung schon weitgehend vor- und aufbereitet. In dem Maß, wie eine Gebirgsoberfläche abgetragen wird, schreitet im allgemeinen auch die Verwitterung gegen das anstehende Gestein vor. Dabei wissen wir auf Grund des Stollenbaus, daß gelegentlich die Zerrüttung des Gesteins durch Verwitterung sehr tiefgründig sein kann, vor allem in schieferigem Gestein und auch entlang tektonischer Störungszonen.

2. Der Oeschinensee als Erosionsbasis

Durch differenzierte Messungen des im Oeschinensees akkumulierten Gesteinsmaterials in bestimmten Zeiträumen der Gegenwart sind wir nun in der Lage, Rückschlüsse auf das Größenmaß der Abtragung im Einzugsgebiet des Sees ($22,0-1,1417 \text{ km}^2 = 20,8583 \text{ km}^2$) zu ziehen. Zusammenfassend seien hier meine Ergebnisse nochmals wiedergegeben:

- *Gesamte Ablagerungen im Seebecken* unterhalb der Kote 1578.35 m ü. M.
(Fläche = 1,1417 km²) durch Vergleich der Seegrundaufnahmen von 1901 und 1962:
 - nach Isohypsenkarte: 1,08 Millionen m³
 - nach Isobathenkarte: 1,314 Millionen m³
 - Mittel 1,16 Millionen m³ in 61 Jahren
 - oder 19 000 m³ pro Jahr
 - oder 910 m³ pro Jahr und pro km² des Einzugsgebietes

(Bemerkung: Da der kleinere Wert von 1,08 Millionen m³ genauer ist als der größere, fiel er bei der Bildung des Mittels doppelt ins Gewicht.)

* Die entsprechenden Zahlen lauten: 1 030 000 t Geschiebe, 8 459 382 t – 10 102 620 t Schlamm; total 9 489 382 t – 11 132 620 t oder 279 000–327 000 t pro Jahr. Das ergibt bei einem mittleren Abfluß der Aare bei Brienzwiler von 34,1 m³/s eine mittlere Feststofffracht von 0,26–0,30 g/l.

- *Messung des jährlichen Schlammabsatzes* auf der Schwebfläche (bei Kote 1530 m = 0,4541 km²):
 - mit Sedimentationseimer (1963–1965): 4 mm pro Jahr (im nassen Zustand)
 - durch Untersuchung der Bohrprofile: 3 mm pro Jahr (im lufttrockenen Zustand)
- *Berechnung der Seegründerhöhung* innerhalb der 50-m-Isobathe (0,4 km²) durch Vergleich der Aufnahmen von 1901 und 1962:
 - in 61 Jahren: 17 cm oder 2,8 mm pro Jahr.
- *Zuwachs im Bereich des Berglibachdeltas* durch Vergleich der beiden Isobathenkarten von 1901 und 1962:
 - in 61 Jahren: 600 000 m³ oder rund 10 000 m³ pro Jahr.

Schlußfolgerungen

- a) Unter der Voraussetzung, daß die Dichte des Gesteinsmaterials sowohl bei der Abtragungskubatur als auch beim Ablagerungsvolumen die gleiche sei, errechnet sich die mittlere Erniedrigung des Einzugsgebietes zu 0,91 mm pro Jahr.
- b) Den Anteil des abgetragenen Materials, der im Einzugsgebiet selber akkumuliert wird (in Mulden und Tälchen, in den Moränen und Schutthalden) kann ich nur schätzen, da ich keine spezifischen Messungen des Steinschlags, der Solifluktion, der Blockströme, der Schutt- und Schieferrutschungen, der Felsabsakungen usw. durchgeführt habe. Auch Massenverlagerungen durch Gletscher und Lawinen habe ich nicht vermessen. Man könnte also denken, ich hätte nur die fluviatile Erosion erfaßt. Diese ist aber nach JÄCKLI die weitaus bedeutendste. Er schätzt sie im bündnerischen Rheingebiet zu 0,9 mm pro Jahr und folgert daraus eine gesamte Abtragung von etwas mehr als 1 mm im Jahr. Ferner kann gesagt werden, daß in das Akkumulationsbecken des Oeschinensees mit seiner sehr steilen Gebirgsumrahmung eben doch nicht nur fluviatile Abtragungsvorgänge wirken. In jedem Winter, und vor allem im Frühjahr, gehen zahlreiche Lawinen in den Talkessel nieder. So zählte ich am 16. Mai 1965 rund um den See (ohne West- und Südwestufer) im ganzen 12 Lawinenkegel (siehe auch Abb. 15b). Die Solifluktionerscheinungen am Berglibachdelta habe ich bereits beschrieben. Sodann konstatieren wir fast rund um den See kleinere und größere Schutthalden und -kegel, die andauernd von oben her Zuwachs erhalten. Die aufgezählten Massenverlagerungen wurden bei unseren Messungen erfaßt. Somit dürfte relativ wenig abgetragenes Gesteinsmaterial im Einzugsgebiet selber akkumuliert werden, das von der Erosionsbasis des Oeschinensees aus gesehen nicht erfaßt wird. Im Maximum wird es sich um eine Menge handeln, die etwa halb so groß ist wie die gemessene.* Demnach kämen wir auf eine mittlere Erniedrigung der gesamten Abtragungsfläche von mehr als 1 mm im Jahr.
- c) Rechnen wir die gemessenen Ablagerungen im Oeschinensee in festes, gebirgsfeuchtes Gestein der mittleren Dichte von 2,5 um, wobei für die jährliche Schlammablagerung von 1820 m³ ein spezifisches Gewicht von 1,5, für die in den randlichen Zonen erfolgten Ablagerungen von 17 180 m³ pro Jahr ein solches zu 1,8 angenommen wird, so erhalten wir eine Felskubatur von 13 450 m³, was einer mittleren Erniedrigung des Einzugsgebietes um rund 0,65 mm im Jahr entspricht, unter Berücksichtigung des zurückliegenden Anteils einer solchen von rund 1 mm pro Jahr.
- d) Wie ich anhand der Schwebstoffmessungen dargelegt habe, ist der Substanzverlust durch das unterirdisch abfließende Wasser aus dem Oeschinensee als sehr gering zu betrachten. Er dürfte nicht mehr als 1 g pro m³ betragen, oder rund 25 t pro Jahr, was einer Kubatur von 10 m³ festem Gestein entspricht. Bedeutender jedoch ist der Verlust an Substanz, den das Wasser gelöst abtransportiert. Nach den chemischen Analysen der Wasserproben habe ich eine mittlere Karbonathärte von 6,2 französischen Härtegraden und eine mittlere Gesamthärte von 7,1 französischen Härtegraden ermittelt. Rechnen wir wieder mit rund 25 Millionen m³ Jahresabfluß aus dem Oeschinensee, so beträgt hiermit die abtransportierte Karbonatmenge im Mittel 1550 t oder rund 600 m³ pro Jahr, die gesamte gelöste Mineral-Substanz 1775 t oder rund 680 m³ im Jahr.
Der mittlere jährliche Massenverlust durch den Abfluß aus dem Oeschinensee übersteigt wohl kaum den Betrag von 700 m³, was auf die gesamte Abtragungsfläche verteilt bloß 0,033 mm pro Jahr ausmacht. Diese Größe wäre also noch zu den oben angeführten hinzuzuzählen.
- e) Zum Schluß wage ich eine Hypothese aufzustellen. Über das Ausmaß der Glazialerosion gehen die Meinungen noch sehr auseinander. Die Moränen sind nicht das eigentliche Produkt der «hobelnden» Wirkung

* H. JÄCKLI schätzt den im Rheingebiet abgelagerten Anteil der fluviatilen Erosion zu 43,5%; bei unserer Annahme würde er 33¹/₃% ausmachen.

des Gletschers. Vielmehr entstehen diese durch vorwiegend mechanische Verwitterung des Gesteins in der randlichen Kontaktzone von Fels und Eis, vor allem durch Frostsprengung. In diesen Randpartien tritt zudem infolge von Druckschwankungen, die durch den Gletscher hervorgerufen werden, ein häufiges Schwanken der Temperatur um den Gefrierpunkt auf. Ferner sammelt die Randmoräne das von den Talflanken abgestürzte Gestein. Korrodierend auf dem Grund und an den Wandungen des Gletscherbettes, wirken die in das Eis eingebackenen Gesteinstrümmer (Grundmoräne). Dabei wird das Gestein abgenützt und stark zerrieben. Die Gletscherbäche sammeln dieses Mahlgut, den sog. glazialen Geschiebelehm, und schwemmen es weg. Die sehr feinen Partikel der Suspension «Gletschermilch» gelangen im Oeschinensee auf den Schwebboden zur Sedimentation. Wie wir gesehen haben, beträgt diese Ablagerung nur 1820 Kubikmeter im nassen oder rund 1000 m³ im trockenen Zustand. Verteilen wir diese Masse auf das heute vergletscherte Areal von 6,631 km², so erhalten wir eine mittlere Abtragung von nur 0,15 mm pro Jahr. Dabei haben wir die Entstehung dieser feinsten Alluvionen ausschließlich dem Gletscher unterschoben, was im Einzugsgebiet des Oeschinensees in Wirklichkeit nicht zutrifft, entstehen doch auch feine Körnungen aus den weicheren Tertiärformen durch fluviatile Wirkungen. Die mittlere Abtragung durch Schleifwirkung des Eises mit seiner Grundmoräne auf dem Gletscherbett muß also noch kleiner angenommen werden. Dabei will ich nicht abstreiten, daß der Gletscher eine sog. «splitternde» Erosion (Detraktion) in besonders schiefrigem und klüftigem Gestein bewirken kann. Aber die schrammende, polierende, glättende Tätigkeit des Eises, die schleifende Erosion (Detersion), kann höchstens eine mittlere jährliche Erniedrigung des Gletscherbettes von etwa 1/10 mm zur Folge haben. Der Gletscher übt also eine selektive Erosion aus. Während die fluviatile Erosion mehr linienhaft wirkt, erodieren die Gletscher mehr flächenhaft.

Darauf läßt sich auch die Bildung der zahlreichen Wannen und Stufen in ehemals vergletschert gewesenen Tälern zurückführen, wie wir es einleitend am Beispiel des Gasterntals darlegten.

3. Diskussion der Ergebnisse

Nach I. SCHAEFER (1959, im Fischer Lexikon «Geographie») soll die Abtragung im Hochgebirge 0,2–0,5 mm, im Mittelgebirge 0,05–0,2 mm und auf der Festlandoberfläche im Mittel 0,07 mm pro Jahr betragen.

Anhand unserer Messungen habe ich gezeigt, daß heute im Einzugsgebiet des Oeschinensees mit einer mittleren Erniedrigung von 1 mm im Minimum gerechnet werden kann. Der Denudationsmeter beträgt somit 1000 Jahre. Dieses Abtragungsmaß erscheint uns sehr groß im Vergleich mit den Ergebnissen anderer Untersuchungsgebiete. So wird von H. BERGER (1963) mitgeteilt, daß bei der gemessenen Auffüllung der Stauräume in der Glockner- und Reißbeckgruppe ein Denudationsmeter von 2000 Jahren bestimmt wurde.

Das Größenmaß schwankt auch beträchtlich innerhalb der Alpen mit gleicher petrographischer Beschaffenheit. Die Stärke der Abtragung hängt in erster Linie von den Hangneigungen ab. Entscheidend sind die Höhenunterschiede auf engstem Raum. Sie bestimmen weitgehend das Ausmaß der Massenverlagerungen.

Die Abtragungsvorgänge sind bestimmt auch im Laufe der Zeit analog zum Klima Schwankungen unterworfen. Deshalb mag es auch ein Wagnis sein, mit dem in unserer Zeit gewonnenen Maß rückwärts auf die ganze Dauer des Quartärs von 600 000 Jahren zu extrapolieren. Sicher müssen für die Eiszeiten und Zwischeneiszeiten verschiedene Maßstäbe der Abtragung gewählt werden.

Ich bin der Auffassung, daß heute die Abtragungsvorgänge intensiver sind als im Durchschnitt des ganzen Quartärs. Ich habe zu zeigen versucht, daß die glaziale Erosion, verglichen mit der fluviatilen, nicht groß sein kann.

O. LÜTSCHG (1926) bestimmte durch Messungen der jährlichen Sinkstoffmenge im Mattmarksee einen jährlichen Abtrag im weitgehend vergletscherten Einzugsgebiet von 0,54 mm. Nach der Dichtekorrelation 1,3/2,5 reduziert sich der Wert auf 0,28 mm pro Jahr. Bei der Bestimmung des Größenmaßes der Glazialerosion auf geomorphologischem Wege begegnete man immer wieder der Schwierigkeit, die Leistungen der reinen glazialen Tiefenerosion von der fluviatilen, bzw. fluvio-glazialen Erosion zu trennen. H. SPREITZER (1964) konnte im Gebiet des Murtales besondere Zonen, die eindeutig nur dem glazialen Tiefenschurf unterlagen, ausscheiden und die Abtragung seit Bestehen des präglazialen Talbodens durch die Wirkung der gesamten Eiszeitenfolge des Quartärs von etwa 150 m messen (Riß- und Würmeiszeit 70 m, durch Würmeiszeit allein 20–30 m).

Die tiefen Trogtäler sind tektonisch bedingt und vom Gletscher höchstens überformt worden. Die schleifende Erosion des Gletschers, die Detersion, ist äußerst gering. Nach Alb. HEIM (1908) ist der Gletscher unfähig, selbst eine kleine Klippe in seinem Wege hinwegzuräumen. Vielmehr besteht nach ihm die Tätigkeit des Gletschers lediglich in einer Ausräumung, während die unmittelbar einschneidende Tätigkeit nur den

Flüssen zukäme. Dieser Auffassung kann ich mich anschließen. Die fluviatile Erosion arbeitet linienhaft tiefe Einschnitte in der Erdoberfläche aus, und zwar in den Haupttälern stärker als in den Nebentälern. Die Gletschererosion wirkt mehr flächenhaft, indem ein fluviatil übertieftes, enges Tal durch einen Gletscher vorwiegend ausgeweitet und nicht mehr übertieft wird. Abtragend wirkt der Gletscher nicht an seinem Grunde, sondern vor allem an seinen Rändern. In der randlichen Kontaktzone von Fels und Eis, wo unter den klimatischen Einflüssen der Atmosphäre die Temperatur nahe beim Gefrierpunkt häufig schwankt, wird das Gestein durch Spaltenfrost aufbereitet und durch den Gletscher in Form der Moränen weggeführt. Da die Mächtigkeit eines Talgletschers in den einzelnen Eiszeiten sehr ungleich war und selbst in einer Eiszeit anstieg und zurückging, wurde deshalb der Talhang vom Eise in verschiedenen Horizonten bearbeitet, und zwar wiederum lokal sehr unterschiedlich, je nach Klüftigkeit und petrographischer Beschaffenheit des Gesteins.

Eine Landoberfläche, die weitgehend von Eis bedeckt ist, unterliegt somit einer geringeren Abtragung als eine nur teilweise vergletscherte. Gerade bei einer Abnahme der vergletscherten Areale infolge Klimaverbesserung nimmt die Gesamtlänge der Begrenzungslinien von vergletschertem und unvergletschertem Gebiet durch Ausfingern und Abschnürung zu, damit aber auch die Zonen, in denen die stärkste Abtragung geschieht. Zudem ist zu sagen, daß die gesamten Abtragungsvorgänge in einem eben vom Gletscher freigegebenen Gebiet dank der noch fehlenden Bewachsung durch Pflanzen anfänglich viel intensiver wirken als später. In einer Rückzugsperiode der Gletscher erreicht die gesamte Abtragung je nach Reliefenergie einen Höchstwert, der jedenfalls vor dem Ende einer solchen Phase erreicht wird. Es wäre interessant zu untersuchen, bei welcher spezifischen Vergletscherung in einem Gebiet dieser Höchstwert an Abtragung erreicht wäre.

Ich möchte also postulieren, daß im Verlaufe des Quartärs die Abtragungsvorgänge in den Alpen und deren Vorgelände in den zeitlichen Wendepunkten der maximalen und minimalen Vergletscherungen am kleinsten waren und jeweils einen Höchstwert in den Übergangszeiten von Glazial zu Interglazial und Interglazial zu Glazial erreichten.

F. Zur Morphogenese des Oeschinensees

1. Die prähistorischen Bergstürze von Kandersteg

Im Jahre 1891 konstatierte Ed. BRÜCKNER in zahlreichen Aufschlüssen beim Bau der Straße Frutigen–Kandersteg durchwegs Bergsturzmateriel. Er erkannte als erster die große Abrißnische auf der Nordseite am Fisi-stock und postulierte einen prähistorischen Bergsturz. E. v. FELLEBERG, E. KISSLING und H. SCHARDT äußerten 1901 die Ansicht, der Bergsturz habe sich in der letzten Phase der Eiszeit ereignet. Das Bergsturzmateriel sei also auf einen im Tal von Kandersteg noch vorhandenen Gletscher deponiert und auf dessen Rücken zum



Abb. 19 Mündung des Oeschinenbaches ins Kandertal bei Kandersteg. Im Hintergrund rechts die Bergsturzdeponie «Höh», erkennbar an den fluviatilen Erosionsformen.

Teil etwa 8 km weit bis nach Reckental abtransportiert worden. V. TURNAU (1906), der nicht nur den Bergsturz am Fisistock, sondern auch den beim Oeschinensee eingehender studiert hatte, datierte beide Bergstürze als postglazial. Noch lange war man sich nicht einig, ob der fein gebrochene Schutt der «Höh» nordwestlich des Bahnhofes Kandersteg als Moräne oder Bergsturzmateriale anzusehen sei. M. LUGEON (1910) kartierte Moräne und darüberliegend Bergsturzmateriale.

1929 brachte P. BECK neue Gesichtspunkte:

1. «Die Bergsturzmassen setzen sich aus dem feingebrochenen Schutt eines interglazialen Felschlipfes und dem grobblockigen Material einiger postglazialer Felsbrüche zusammen.
2. Ein großer Teil des feingebrochenen, älteren Materials floß als Murgang vom Fuß der Bühlstufe bis zur Tellenburg oberhalb Frutigen.»

Auf Grund genauer Beobachtungen anläßlich der Schlipfkatastrophe vom August 1945 «Unterm Bühl» in Inner-Kandergrund gewann P. BECK neue Erkenntnisse über die Bergstürze. Beim Bau des Wasserstollens (Kraftwerk Kandergrund) zeigte sich, daß die Hauptmasse des älteren, feinen Bergsturzmateriale, der sog. Risetenbrekzie der «Höh», nicht aus Hauterivienkieselskalen und Oehrlialkalen der Fisistock-Felssturzmulde zusammengesetzt ist, sondern vorwiegend aus Valanginienmergeln und Zementsteinschichten von der gegenüberliegenden hohen Wand der Birre besteht. Dieser Birrebergsturz mußte das Talbecken von Kandersteg durch eine gewaltige Talsperre abgeriegelt haben, hinter der die Kander und der Oeschinenbach zu einem See aufgestaut wurden, bis der mächtige, schon erwähnte Murgang stattfand.

Zusammenfassend kann also festgehalten werden, daß sich im Raume Kandersteg zwei große Bergstürze ereignet haben:

- a) *Birrebergsturz*: älter, vermutlich spätglazial; feinkörnige Deponien (Risetenbrekzie); verursachte den Murgang im Kandertal.
- b) *Fisistockbergsturz*: jünger, postglazial; aus groben, zum Teil hausgroßen Blöcken bestehend (Bänderkalke); deckte den ersten weitgehend zu.

Die Gesamtkubatur der abgestürzten Massen wurde von TURNAU (1906) auf 900 Millionen m³ und von BECK (1929) auf 800 Millionen m³ berechnet.

2. Der Bergsturz am Oeschinensee

Es steht fest, daß der Oeschinensee durch einen Bergsturz entstanden ist (Oeschinen-Bergsturz). Dabei haben die Schuttmassen einen natürlichen Staudamm gebildet, der wasserdurchlässig ist, weshalb der Oeschinensee unterirdisch entwässert wird. In früheren Zeiten mag der Oeschinensee aber auch oberirdisch abgeflossen sein. Dabei haben die abfließenden Wasser das kleine Tälchen beim westlichen Seearm zwischen dem Hotel und dem gegenüberliegenden Hang durch Erosion geschaffen. Wie ich bereits erwähnte, floß der See im Jahre 1846 zum letztenmal oberirdisch ab und bildete damals den noch heute gut sichtbaren Erosionsgraben etwa 300 m unterhalb des Sees. Dieser wäre vermutlich noch beträchtlich übertieft worden, wenn man damals den See nicht künstlich abgedämmt hätte. Ob sich in prähistorischer Zeit auch Murgänge vom Oeschinensee in das Tal gegen Kandersteg hinunter ereignet haben, ist nicht mit Sicherheit zu sagen.

Auf rund 2100 m (und nicht auf 1850 m, wie V. TURNAU beschrieb) befindet sich der obere Rand der Abrißmulde des Oeschinen-Bergsturzes. Die westliche Begrenzung ist deutlich als Abbruchband, die östliche dagegen etwas weniger klar beim Übergang in die zerschrundenen Felsen in den Fründen zu erkennen. Zwischen 1700 und 1800 m tauchen die nach NW fallenden, glatten Felsplatten, die die Gleitfläche für den Sturz bildeten, unter die Bergsturstrümmer. Das Ablagerungsgebiet erstreckt sich bis an den gegenüberliegenden Talhang rund 60 m aufwärts. Nach Osten ragt es in den See hinein, dessen westliches Ufer von vielen, zum Teil sehr großen Felsblöcken übersät ist. Die sich im See fortsetzende Verbreitung der Bergsturzböcke konnten wir anläßlich der Seegrundaufnahme gut verfolgen, wobei mit zunehmender Tiefe ihr Vorhandensein durch Kolmation der Sedimente immer weniger in Erscheinung trat. Der ausgeprägte subaquatische Sporn (siehe Seekarte) ist durch Bergsturздеponien entstanden. Talaußwärts läßt sich Bergsturzmateriale bis hinunter ins Kandertal verfolgen. Das gelockerte Gestein ist sehr stark anfällig auf die fluviale Erosion. So hat der Oeschinenbach bis heute einen großen Teil der Bergsturzmassen abgeschwemmt und dabei einen mächtigen Schuttkegel gebildet, der vom Staubbach an bis weit in die Talebene von Kandersteg reicht. Dieser Bach mußte in den letzten Jahrzehnten mehrmals verbaut werden (siehe Abb. 1 und 19). Beim Ausgang des Oeschinentales, noch oberhalb des Kraftwerkes, befindet sich auf der rechten Seite ein schöner Aufschluß der Bergsturздеponien.

Die mittlere vertikale Massenverlagerung dürfte rund 500 m, die horizontale rund 1000 m betragen (nach TURNAU: 300 bzw. 500 m). Die verlagerte Gesteinsmasse schätzt TURNAU auf 50 000–60 000 m³. Durch ein

Vermessen der Abbruchnische kam ich auf 110 Millionen m³! Vergessen wir nicht, daß das ganze Oeschinenholz aus Bergsturzmaterial aufgebaut ist, überhaupt der rechte Talhang unterhalb des Oeschinensees. Zudem ist das Oeschinental tief verschüttet, wie wir schon im Kapitel I. D. dargelegt haben. J. KREBS (1925) kartierte ein Ablagerungsgebiet des Oeschinen-Bergsturzes von rund 4 km² Oberfläche! Die Mächtigkeit der Bergsturzdeponien dürfte stellenweise weit mehr als 100 m betragen. In historischer Zeit müssen wohl einige kleinere Felsstürze vom Doldenhorn und Spitzstein abgegangen sein, was die schönen Schuttkegel auf der sonst entblößten Gleitfläche des Bergsturzes verraten. Auch findet man am Fuße der Abrißnische jüngere Schuttkegel auf älterem Bergsturzmaterial liegend. Da die Felsplatten der Rutschbahn keine Schrammung aufweisen, betrachtet TURNAU den Bergsturz als postglazial. Ferner findet man nirgends im Ablagerungsgebiet des Bergsturzes Moränen.

Bei der Steilheit der südlichen Talwand und bei der starken Klüftigkeit des Gesteins müssen plötzlich erfolgte Bergstürze im Oeschinental gleich nach dem Schwinden des Eises besonders häufig gewesen sein, zumal der im Tal befindliche Eisstrom als eine Art Widerlager für die übersteil gewordenen Felswände wirkte. Der Oeschinen-Bergsturz kann als Typus eines Schichtbergsturzes angesprochen werden. Die Schichtflächen dienten als Rutschbahn.

3. Das Alter des Oeschinensees

Die Schätzung der Kubatur von abgestürzten Felsmassen ist schwierig. Noch schwieriger ist zu sagen, wieviel Bergsturzmaterial auf dem von mir hypsographisch ausgemessenen Einzugsgebiet des Oeschinensees abgelagert wurde. Aus dem hypothetischen Verlauf der hypsographischen Kurve unterhalb des Akkumulationsbeckens vom Oeschinensee habe ich eine gesamte Ablagerung von 227 Millionen m³ errechnet. Nehmen wir an, daß rund ein Drittel, oder 77 Millionen m³, vom Oeschinen-Bergsturz stammen, so wären demnach durch allgemeine Abtragung 150 Millionen m³ seit der Entstehung des Oeschinensees in das Seebecken abgelagert worden. Rechnen wir mit dem gleichen, von mir bestimmten Ablagerungsmaß von 1,16 Millionen m³ in 61 Jahren rückwärts, so würde demnach das Alter des Sees rund 8000 Jahre betragen. Auf dieser Zahl jedoch möchte ich mich keineswegs behaften lassen. Sie kann um mehr als ein Jahrtausend falsch sein. Wie wir gesehen haben, könnte eine Warvenauszählung der Sedimente des Oeschinensees genaue Anhaltspunkte für eine Datierung des Oeschinensee-Bergsturzes liefern. Man nimmt an, daß etwa 8000 Jahre v. Chr. die Gletscher im sog. Gschnitzstadium noch bis Kandersteg hinunter reichten (H. ADRIAN, 1938).

IV. HYDROPHYSIK

A. Thermik

1. Einleitung

F. RUTTNER (1962) führt aus, daß die Thermik als «Angelpunkt jeder limnologischen Forschung» zu bezeichnen sei.

Über Mittel- und Hochgebirgsseen liegen auch heute noch der erschwerten Zugänglichkeit wegen relativ wenig Untersuchungen über die thermischen Verhältnisse vor.

Um genaue Studien über den Wärmeumsatz in einem See anzustellen, sind neben den Temperaturmessungen in verschiedenen Tiefen und Regionen sowie an den Zu- und Abflüssen auch kontinuierliche Registrierungen der Gesamtstrahlung, der Lufttemperatur, der Luftfeuchte und der Windgeschwindigkeit erforderlich. Da mir die Meßapparaturen nicht zur Verfügung standen und sich auch keine meteorologische Beobachtungsstation in vergleichbarer Nähe zum See befindet, konnten die einzelnen Faktoren des Wärmehaushaltes nur grob abgeschätzt werden.

Ebenfalls habe ich auf Grund der relativen Kleinheit des Oeschinensees keine Untersuchungen über stehende Wellen, interne Seiches oder Temperaturseiches durchgeführt, obwohl ich deren Existenz mehrmals feststellen konnte.

2. Meßtechnik und Instrumente

a) Meßvorgang

Bei jeder Aufnahme eines Temperaturprofils von der Oberfläche bis zum Grunde in der Mitte des Oeschinensees verwendete ich zwei verschiedene Meßgeräte. Mit einem Thermoelement eigener Konstruktion konnte der vertikale Temperaturverlauf kontinuierlich, das heißt von Meter zu Meter, abgetastet werden (relative Messung). Mit Hilfe eines Kippthermometers mit 1/5°-Teilung der Firma Friedinger in Luzern wurde die Temperatur in der Regel in etwa sechs geeignet gewählten Tiefen, nämlich 30 cm unter der Wasseroberfläche, ungefähr in der Mitte des Epilimnions, unmittelbar oberhalb und unterhalb der Sprungschicht, im Hypolimnion sowie knapp über Grund gemessen (absolute Messung). Beide Geräte wurden mit dem gleichen elektrischen Kabel, das mit Metermarken versehen war, nacheinander heruntergelassen, womit eine übereinstimmende Höhenlage, bzw. Tiefenlage der Meßstellen gewährleistet war. Die elektrisch gemessene Temperaturkurve wurde hernach mit Hilfe der sechs Fixpunkte in eine Temperatur-Tiefenskala eingepaßt.

b) Beschreibung des elektrischen Thermoelementes

Je 12 isolierte Drahtstücke von 25 cm Länge aus Kupfer (Durchmesser = 0,1 mm) und Konstantan (Durchmesser = 0,6 mm) wurden an den Enden abwechselungsweise zu einem Zickzack zusammengelötet. Damit erhielt ich 12 in Serie geschaltete Thermoelemente, eine sog. Thermosäule. Das Thermopotential zwischen Kupfer und Konstantan wird mit $+42 \mu V$ pro 1° Temperaturdifferenz zwischen den Lötstellen angegeben.

Nun galt es, eine Reihe der Lötstellen der Thermosäule beim Meßvorgang auf konstanter Temperatur zu halten. Annehmbare Resultate wurden damit erzielt, indem die Lötstellen in einen größeren Block Paraffin (etwa 500 cm³) eingebettet wurden. Eine bedeutende Verbesserung erreichte ich dadurch, daß der Paraffinkörper von einem Vakuummantelgefäß umgeben wurde. Am besten eignete sich eine Thermosflasche, die mit Oberflächenwasser gefüllt wurde, nachdem sie durch längeres Verweilen im entsprechenden Seewasser annähernd dieselbe Temperatur angenommen hatte. Sodann konnte mit dem Messen begonnen werden. Ein Thermopotential war anfänglich nicht vorhanden, da die äußeren wie inneren Lötstellen die gleiche Temperatur hatten. Die Lötstellen im Innern der Thermosflasche behielten während des Meßvorganges praktisch die gleiche Temperatur, und das während ungefähr 15 Minuten und bei Temperaturgefällen bis zu 15°C. In dieser Zeit konnte ich ruhig von Meter zu Meter bis in eine Tiefe von 55 m messen und beim Heben des Gerätes einige Kontrollmessungen ausführen. Der große Vorteil dieser elektrischen Temperaturmessung besteht darin, daß die Meßwerte sehr rasch abgelesen werden können, da die äußeren Lötstellen infolge der geringen Maße und kleinen spezifischen Wärme sehr schnell die Temperatur des sie umgebenden Wassers annehmen. Das Quecksilberthermometer reagiert hierin mit viel größerer Trägheit. Das Medium in der durch eine Schraube nach dem Stopfbüchsenprinzip verschlossenen Thermosflasche kann auch aus Luft, anstelle von Wasser, bestehen. Entscheidend sind Wärmeleitzahl und spezifische Wärme des Mediums. Erstere beträgt

für Wasser 0,0015, für Luft 0,000055 cal cm⁻¹sek⁻¹grad⁻¹; die spezifische Wärme für Wasser 1,0, für Luft 0,171 cal g⁻¹grad⁻¹ bei konstantem Volumen. Als Strommeßgerät verwendete ich ein sehr robustes, stoßsicheres Spannbandgalvanometer der Meßapparate AG Bern mit einem Maximalmeßstrom von 12 µA. Die Empfindlichkeit des Meßgerätes konnte kontinuierlich variiert werden, im Maximum jedoch nur viermal.

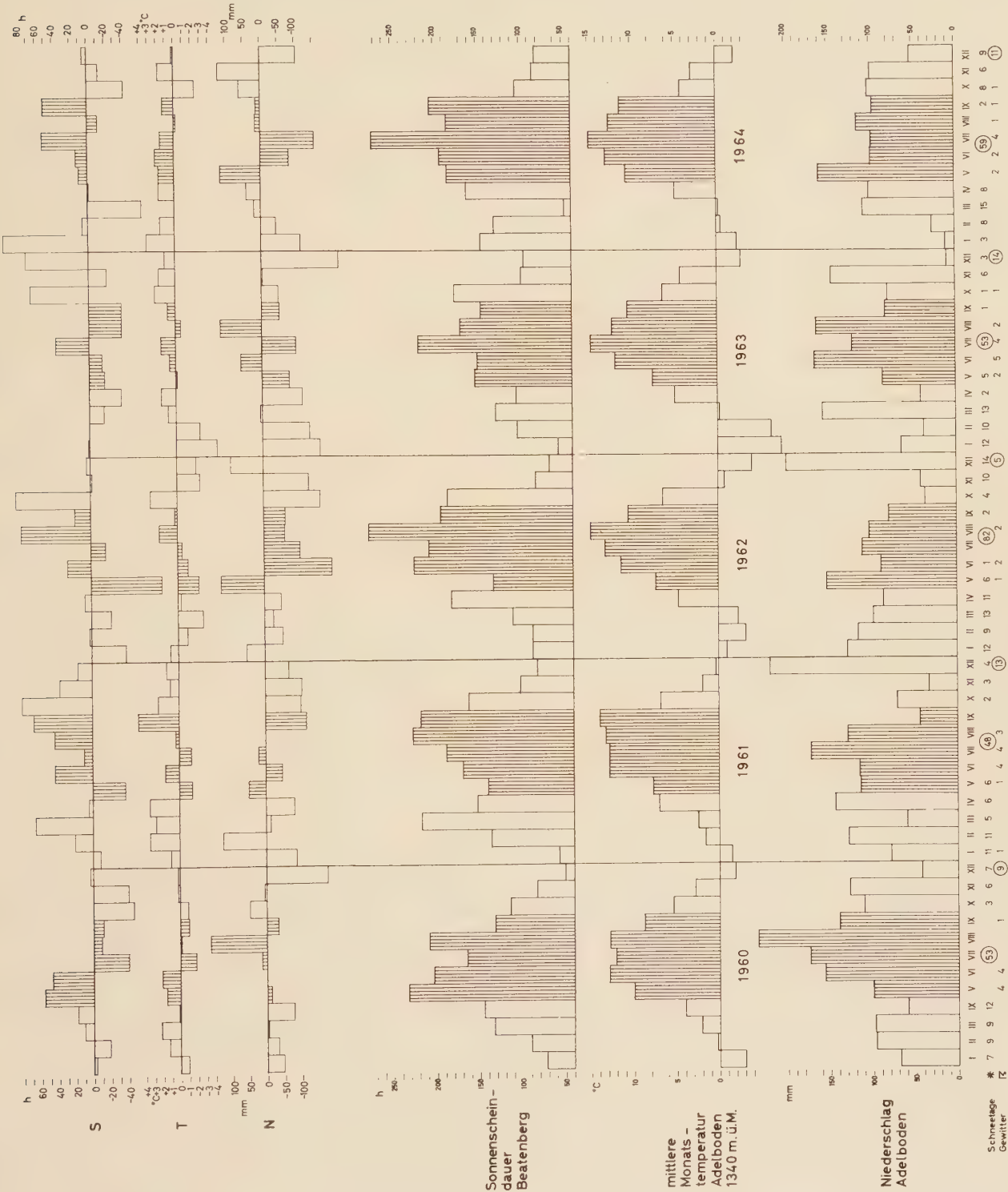


Fig. 19 Ausgewählte Klimawerte der Jahre 1960–1964.
Sântis 2500 m Abweichungen von den normalen Mitteln. S = Sonnenscheindauer. T = Lufttemperaturen,
N = Niederschläge.
Adelboden 1340 m Mittlere monatliche Lufttemperatur, monatliche Niederschläge.
Beatenberg 1183 m Monatliche Sonnenscheindauer.

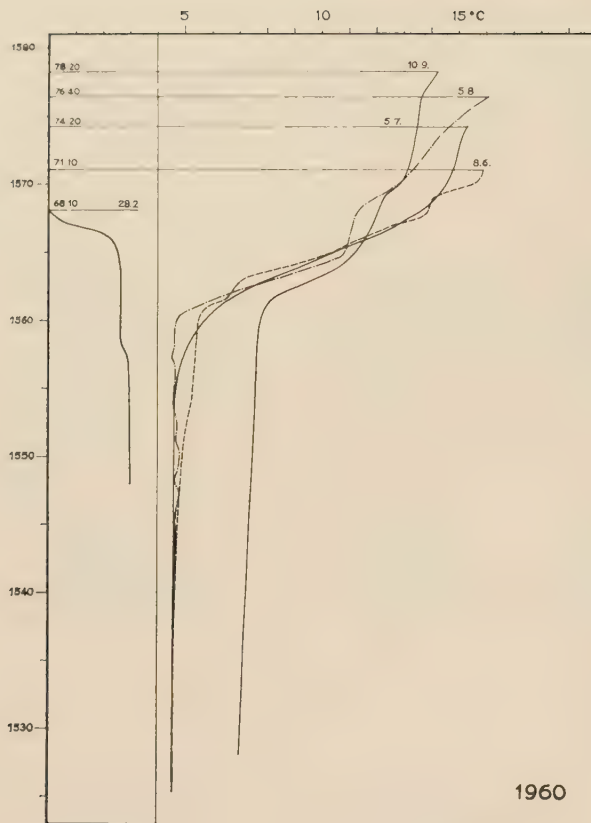


Fig. 20 a

Andere elektrische Meßmethoden mit NGT-Widerständen, Halbleitermaterialien, sog. Heißleitern oder Thermistoren sowie mit Widerstandsthermometern habe ich nicht ausprobiert, nachdem sich die Methode mit Thermoelementen bewährt hatte. Es scheint mir aber wichtig zu betonen, daß für jede elektrische Temperaturmessung in Seen das Tiefsee-Kippthermometer zur Kontrolle unbedingt erforderlich ist.

3. Der jahreszeitliche Temperaturverlauf im Oeschinensee

a) Allgemeines

Der funktionelle Zusammenhang zwischen den Größen Temperatur, Tiefe und Zeit wird üblicherweise durch Tautochrone, die zeitlich von links nach rechts geordnet werden, dargestellt. Diese Darstellungsart mußte ich etwas modifizieren. Auf der Ordinate wurde nicht die Tiefenskala aufgetragen, sondern die absolute Meereshöhe. Wie wir gesehen haben, steigt der Seespiegel des Oeschinensees im Durchschnitt im Sommerhalbjahr um 12,2 m an. Es wäre deshalb verfehlt, im Diagramm jedes Temperaturprofil von der gleichen Seespiegels- höhe aus aufzuzeichnen. Die wirklichen Temperaturverhältnisse im Oeschinensee würden dadurch verfälscht und besonders eine starke Erwärmung in größeren Tiefen vorgetäuscht. Zu jeder Temperaturkurve wurde im gleichen Maßstab der betreffende Wasserstand eingetragen. Sofern die Übersichtlichkeit nicht ein- büßt, ist es von Vorteil, alle Temperaturprofile eines Jahres im gleichen Tautochron darzustellen (siehe Fig. 20 a-e).

Bei der Berechnung des Wärmehaltes (siehe Fig. 21), gestützt auf ein gemessenes Temperaturprofil, ging ich nach einem graphischen Verfahren von W. SCHMIDT (1915) vor, das ich hier nicht näher erläutern möchte.

b) Klimatische Größen

Kandersteg hat nur eine Regenmeßstation. Die nächstgelegene meteorologische Station befindet sich in Adelboden, ungefähr 12 km westlich des Oeschinensees, rund 200 m tiefer gelegen, auf 1340 m über Meer. Die Monats- und Jahreswerte habe ich den «Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt» ent- nommen (siehe Fig. 19).

Fig. 20 a bis e Wassertemperaturen im Oeschinensee (Seemitte) in den Jahren 1960 bis 1965. Da der Wasser- stand des Oeschinensees während des Sommers im Mittel über 12 m ansteigt, wurden die Temperaturprofile von der jeweiligen Seespiegels- höhe aus aufgetragen. Die Ordinate gibt also nicht, wie üblich, die Tiefe an, sondern die absolute Höhenlage in Metern über Meer.

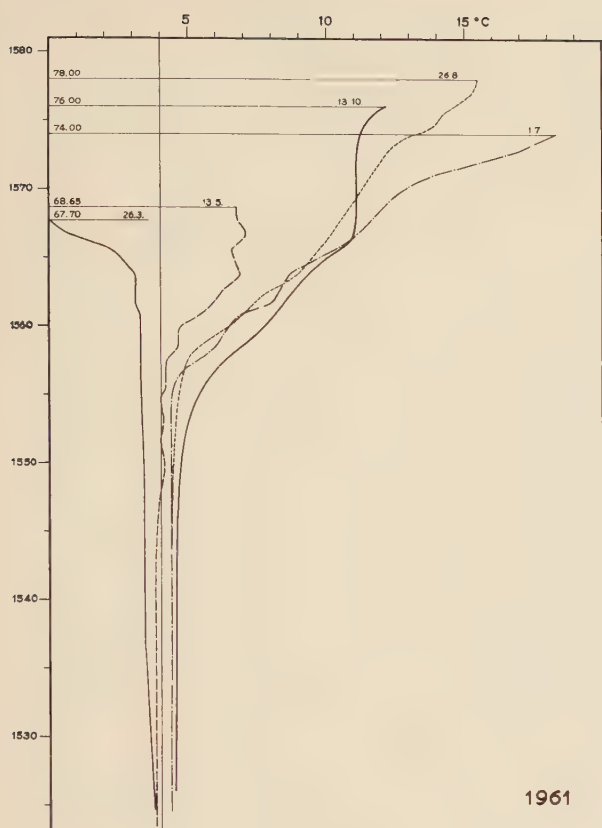


Fig. 20 b

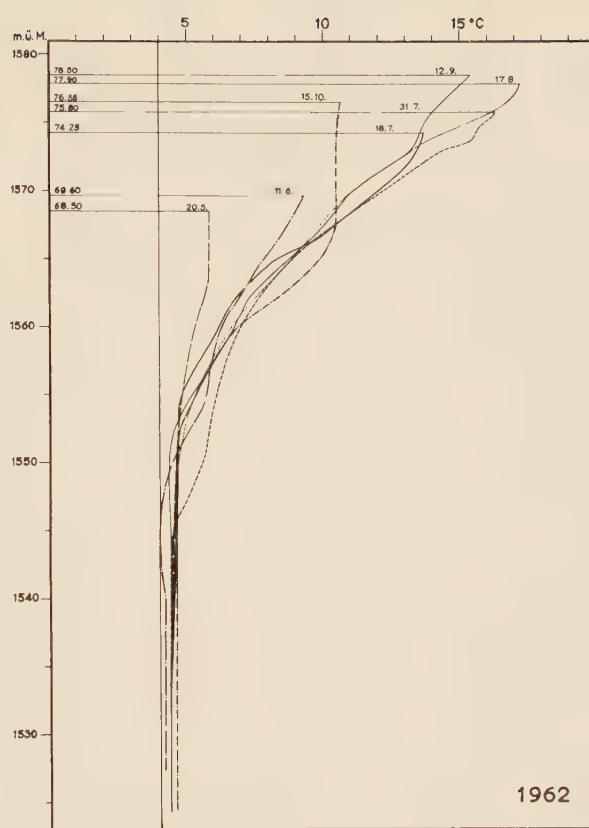


Fig. 20 c

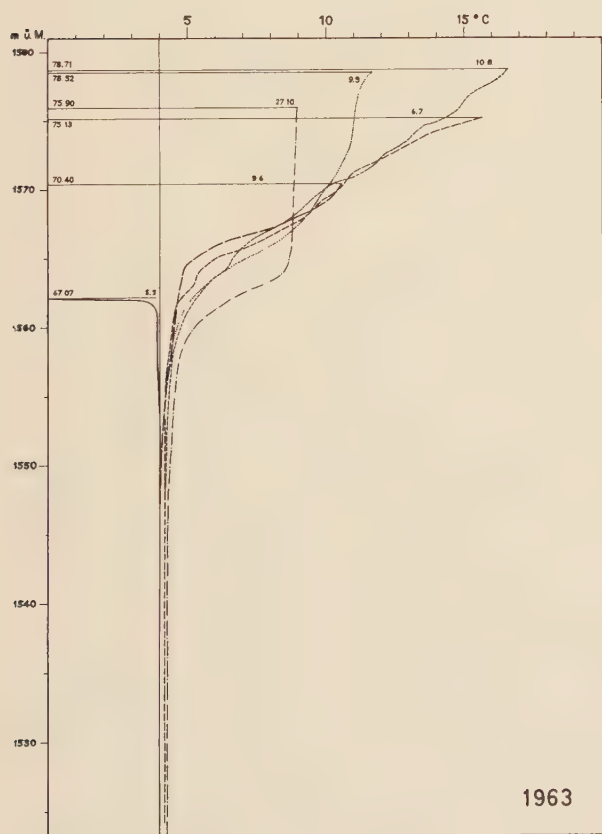


Fig. 20 d

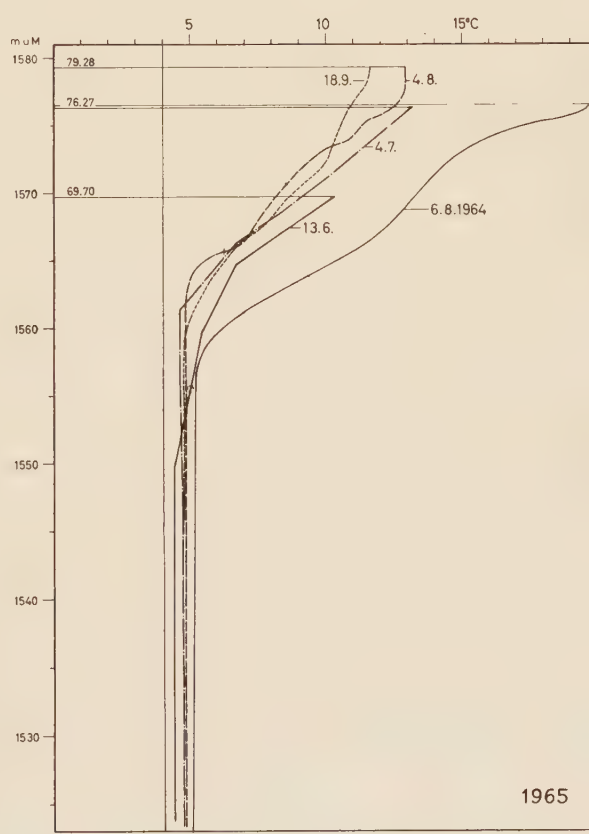


Fig. 20 e

c) Der Temperaturverlauf während des Sommers in den Jahren 1960–1965

1960: Die Monate Mai und Juni zeichneten sich durch übernormale Temperaturen aus ($+2^{\circ}$ über dem Durchschnitt). Der Mai hatte eine überdurchschnittliche Sonnenscheindauer. So erstaunt es nicht, daß die Oberflächentemperatur des Oeschinensees schon am 8. Juni mit $15,9^{\circ}\text{C}$ beinahe den in diesem Jahr gemessenen Maximalwert von $16,1^{\circ}\text{C}$ erreichte. Die Monate Juli, August und September dagegen wiesen unterdurchschnittliche Temperaturen auf; auch die Sonnenscheindauer war unternormal. Dafür waren diese Sommermonate relativ niederschlagsreich, vor allem der August, was man im starken und für diese Jahreszeit sehr ungewöhnlichen Ansteigen des Seespiegels in der zweiten Hälfte des Monats August erkennen kann. Somit erklärt sich die nicht mehr nennenswerte Erwärmung des Sees seit anfangs Juli. Sonderbar hoch liegt der gemessene Extremwert am 10. September. Die tiefste, an diesem Tag festgestellte Temperatur wurde mit $7,0^{\circ}\text{C}$ registriert. Wie kam es zu dieser extrem hohen Tiefentemperatur? Ein Meßfehler scheint nicht ausgeschlossen zu sein. Immerhin sei bemerkt, daß am 28. August ein heftiges Gewitter mit katastrophalen Folgen im Kandertal niederging. Bei Blausee-Mitholz wurde die Straße Frutigen–Kandersteg durch eine mächtige Rufe für mehr als zwei Tage blockiert. Der Oeschinenbach schwoll dermaßen an, daß er die Brücke unterhalb des Rinderstutzes und eine andere weiter unten wegriß. Augenzeugen am Oeschinensee berichteten mir, daß das Unwetter die Gegend um den See für mehrere Stunden in einen Hexenkessel verwandelt habe. Zahlreiche Wasserrisse ergossen sich von allen Seiten in den See. Der Sturm habe auf dem See bis zu 1 m hohe Wellen verursacht, was ich selber durch alle die Jahre nie beobachten konnte. Während der Woche vor dem Unwetter, vom 20. bis 27. August 1960, herrschte trockenes, sonniges, zeitweise schwüles Wetter; in den Niederungen stiegen die Temperaturen bis auf 30°C . Am 28. August drang dann eine atlantische Störung in unser Land ein, die von verbreiteten Gewittern mit Hagel begleitet war. Es ist nun sehr wohl möglich, daß in jenem Unwetter dem See zur vorausgegangenen Erwärmungsperiode noch zusätzlich Wärme durch die Gewitterbäche zugefügt wurde und daß auf jeden Fall der tobende Sturm die Wassermassen stark mischte, denn nur auf diese Weise ist die außerordentlich starke Erwärmung des Tiefenwassers zu erklären. Immerhin scheinen mir die Werte des Wärmeinhalts und der wahren mittleren Wassertemperatur vom 10. September extrem hoch, so daß zu diesen vorderhand ein Fragezeichen gesetzt werden muß.

1961: Im wesentlichen glich das Sommerhalbjahr demjenigen des vorderen Jahres. Im Mai waren die Temperaturen noch unternormal, ebenso die Dauer des Sonnenscheins. Dafür trat im Juni das Gegenteil ein, so daß am 1. Juli der Maximalwert mit $18,3^{\circ}\text{C}$ an der Oberfläche gemessen werden konnte. Der Juli zeigte wieder, wie der Monat Mai, unterdurchschnittliche Lufttemperaturen an, wogegen Niederschlag und Sonnenscheindauer normal bis übernormal waren. Im Monat August und vor allem im September registrierte man überdurchschnittliche Temperaturen und Sonnenscheinzeiten mit minimalen Niederschlägen. Das warme, trockene Sommerwetter im September setzte sich noch fort bis in den Spätherbst hinein, so daß der Wärmeinhalt und die mittlere wahre Wassertemperatur für jene Jahreszeit das Maximum in der fünfjährigen Meßperiode erreichten.

1962: Der Monat Mai brachte im allgemeinen unternormale Temperaturen, geringe Sonnenscheindauer und übernormale Niederschläge. Die Erwärmung des Sees blieb, verglichen mit anderen Jahren, zurück. Der Juni war sonnenscheinreicher und niederschlagsärmer, die Temperaturen normal. Im Juli hielt die Trockenheit an. Temperaturen und Sonnenscheindauer waren leicht unterdurchschnittlich. Die Erwärmung des Seewassers hielt im üblichen Rahmen an. Der Monat August erhielt sein außerordentliches Gepräge durch die geringen Niederschläge, die hohen Temperaturen und eine stark übernormale Sonnenscheindauer.

Mit $17,2^{\circ}\text{C}$ wurde am 17. August die maximale Oberflächentemperatur gemessen. Die erste Hälfte des Monats September wies die gleichen Verhältnisse auf, so daß von Mitte August bis Mitte September die höchsten Werte bezüglich Wärmeinhalt und wahrer mittlerer Wassertemperatur im Oeschinensee während der fünfjährigen Beobachtungsperiode ermittelt wurden. Im Oktober herrschten die gleichen Verhältnisse wie im August, also Niederschlagsarmut, Temperaturen und Sonnenscheindauer bedeutend über dem Normalwert.

1963: Die Hauptkennzeichen des Monats Mai waren geringe Niederschläge, unternormale Sonnenscheindauer und leicht unterdurchschnittliche Temperaturen. Der See blieb in diesem Frühjahr infolge des sehr kalten Winters am längsten zugefroren (vgl. allgemeine Seegröfni in der Schweiz in diesem Frühjahr). Im Juni konnte man geringe Sonnenscheindauer, übernormale Niederschläge und positive Abweichungen vom Temperaturnormalwert feststellen. Dementsprechend schritt die Erwärmung des Sees nach dem extrem späten Auftauen rasch voran. Der Juli zeichnete sich durch unternormale Niederschläge mit verhältnismäßig hohen Temperaturen und übernormaler Besonnung aus. Der Wärmeinhalt des Sees erreichte anfangs August ein Maximum, um aber anschließend wegen des eher kühlen und niederschlagsreichen Wetters mit geringer

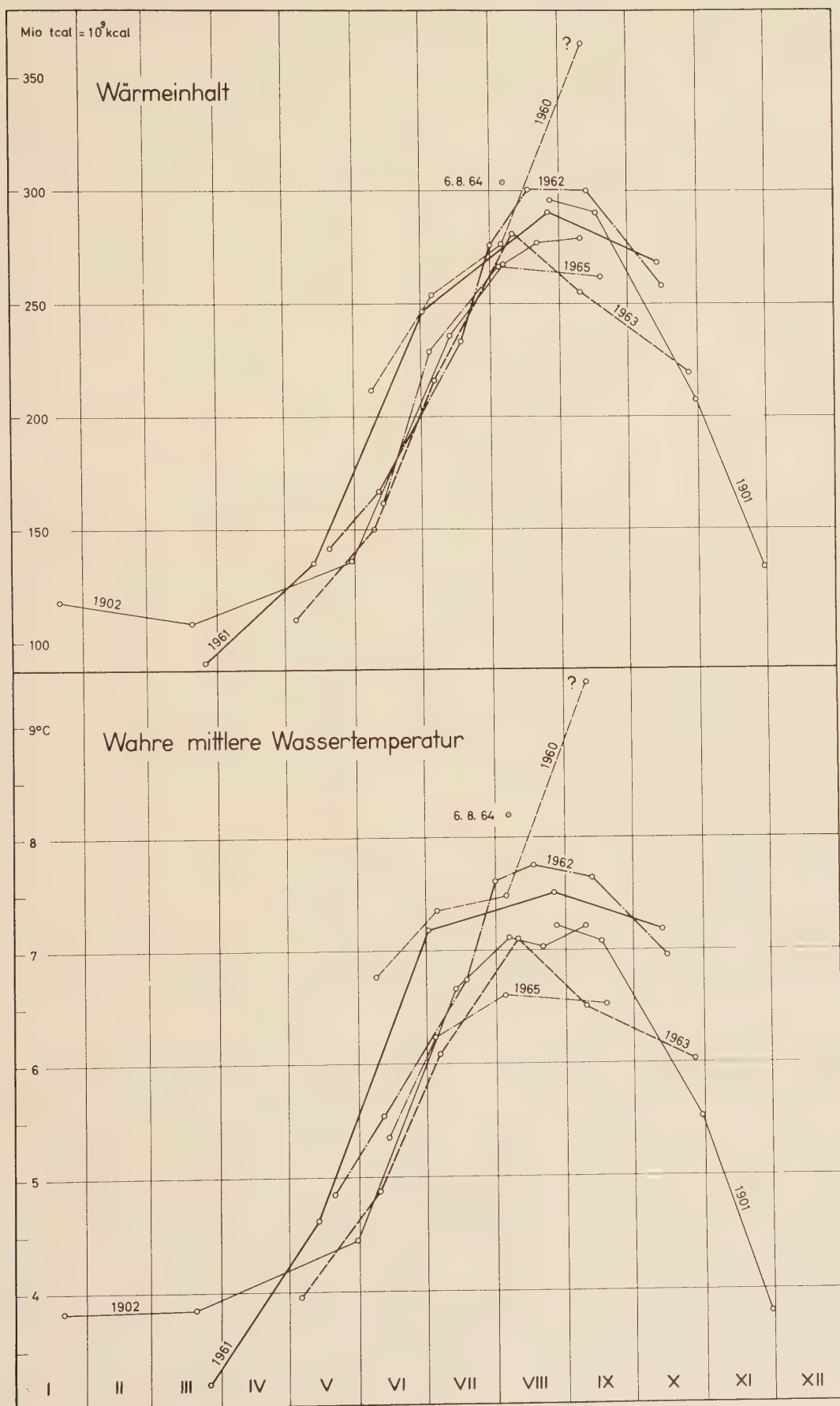


Fig. 21 Wärmeinhalt und wahre mittlere Wassertemperatur des Oeschinensees, 1901/1902 nach M. GROLL (1905).

Besonnung im August rasch wieder abzusinken, was später, vor allem im Oktober, wieder aufgehoben wurde, da dieser Monat durch verhältnismäßig hohe Temperaturen in Berglagen sowie durch große Sonnenscheindauer und geringe Niederschläge auffiel.

1964: In diesem Jahr war ich verhindert, regelmäßig Messungen auszuführen. Der einzige Wert vom 6. August lieferte den maximalen Wert der Oberflächentemperatur im Zeitraume von sechs Jahren mit 19,7° C. Dies mag erstens auf das lang anhaltende prachtvolle Sommerwetter zurückzuführen sein und zweitens darauf, daß in diesem Jahr der Seespiegel den tiefsten Höchstwasserstand seit 35 Jahren aufwies. Es konnte also die relativ kleinste Wassermasse im wärmsten Sommer bedeutend höher erwärmt werden.

1965: Der ganze Sommer dieses Jahres war gekennzeichnet durch ein sehr niederschlagsreiches, kühles und sonnenscheinarmes Wetter. Der Wärmeinhalt sowie die wahre mittlere Wassertemperatur bewegten sich daher an der unteren Grenze und zeigten die minimalsten Werte in der Zeit von 1960–1965, obwohl der See den höchsten Wasserstand seit 1950 erreichte.

Zum Vergleich habe ich die Temperaturlotungen von M. GROLL (1905) aus den Jahren 1901/02 angeführt. Aus Fig. 22 geht hervor, daß diese Meßwerte in die gleiche Größenordnung fallen wie alle übrigen; sie stellen sogar ungefähre Mittelwerte meiner fünf Serienmessungen aus den Jahren 1960–1965 dar.

d) Die Vereisung des Oeschinensees

M. GROLL (1905) gibt die Dauer der Vereisung des Oeschinensees im Winter 1901/02 mit 155 Tagen an.

A. Ogi, der seit Jahren im Auftrage der BKW die Pegelstände des Oeschinensees beobachtet, verdanke ich folgende Angaben:

Der See gefriert regelmäßig in der Zeit zwischen Anfang November und Mitte Dezember zu. Das Auftauen geschieht normalerweise im Monat April bis Mitte Mai. Die durchschnittliche Vereisungsdauer errechnet sich somit zu 5 Monaten, was mit dem Wert von GROLL gut übereinstimmt. Die Extrema liegen bei vier und sechs Monaten. Im Frühjahr 1963 konnte ich noch am 5. Mai das Eis betreten und eine Messung in der See mitte ausführen. Die Eisdecke hatte um diese Jahreszeit immer noch eine Mächtigkeit von 45–50 cm. Das Eis war allerdings nicht homogen beschaffen. Eine nähere Untersuchung zeigte fünf Schichten aus verschiedenem Eis. Die unterste Schicht von 10 cm Dicke bestand aus sehr schönem Klareis. Stücke davon, im Sonnenlicht betrachtet, zeigten prachtvolle Farbzerstreuung des Lichtes. Darüber lag eine 18 cm mächtige, stark von Wasser durchtränkte Schicht aus Schnee-Eisbrei. Es folgte eine Schicht mit grobkörnigem Eis, etwa 8 cm dick, darüber wiederum eine stark wasserhaltige, 10 cm dicke Schicht aus Schnee-Eisbrei, und anschließend bildete eine 4 cm dicke Eistafel die obere Begrenzung.

Einen ähnlichen Aufbau der Eisdecke fand ich auch am 28. Februar 1960 vor. Damals bestand die 55 cm mächtige Eisdecke aus sechs annähernd gleich dicken Schichten von 8–9 cm. Wiederum war nur die unterste Eisschicht glasklar. Die darüberliegenden bestanden aus undurchsichtigem Eis und die 1–2 cm dicken Zwischenräume zwischen den einzelnen Schichten waren mit Wasser gefüllt.

Am 26. März 1961 hatte die 56,6 cm mächtige Eisdecke folgenden Aufbau: Die Klareisschichtdicke betrug 15,2 cm. Darüber lag eine 15 cm messende Schicht körnigen, lockeren Eises. Dieser folgte eine 26,3 cm mächtige Schicht Grieseis mit mehreren härteren Zwischenlagen. Auf der Eisdecke selber lag etwa 10 cm körniger Frühjahrsschnee.

Wie kommt es zu diesem Schichtenaufbau der Eisdecke? Nach dem Zugefrieren des Sees wird die erste, ursprüngliche Eisdecke unter der Last der immer größer und schwerer werdenden Schneedecke langsam ins Wasser gedrückt. Die Mächtigkeit der Klareisschicht hängt also ab vom Grad des winterlichen Einschneiens. Am 10. April 1961 maß die Klareisschicht immer noch 15 cm. Über dieser lagen noch etwa 25 cm stark wasserhaltige, zum Teil aufgetaute Eisschichten. Am Morgen trugen diese Schichten noch, gegen Mittag sank man aber ein bis auf die Klareisschicht.

Je länger die Zeit des Zugefrierens des Sees schneefrei bleibt, um so mächtiger wird die Klareisschicht. (Der Dezember des Jahres 1960 war sehr niederschlagsarm.) Die darüberliegenden Eisschichten entstehen aus Schnee, der mit Wasser durchtränkt wird und hernach gefriert. Die Mächtigkeit dieser Schichten ist abhängig vom Wachstum der winterlichen Schneedecke. Im Frühjahr werden diese Schichten von oben her abgebaut, indem sich allmählich über der durch den ganzen Winter intakten Klareisschicht ein Wasser-Schnee-Eisbrei bildet, der in der Nacht oder bei einem erneuten Kälteeinbruch wieder von der oberen Begrenzung her gefriert. Darüber kann wieder eine Schneeschicht abgelagert werden, so daß im Verlaufe eines Winters der Schichtenaufbau ändert. Dies geht auch aus den folgenden Beobachtungen hervor, die ich A. Ogi verdanke:

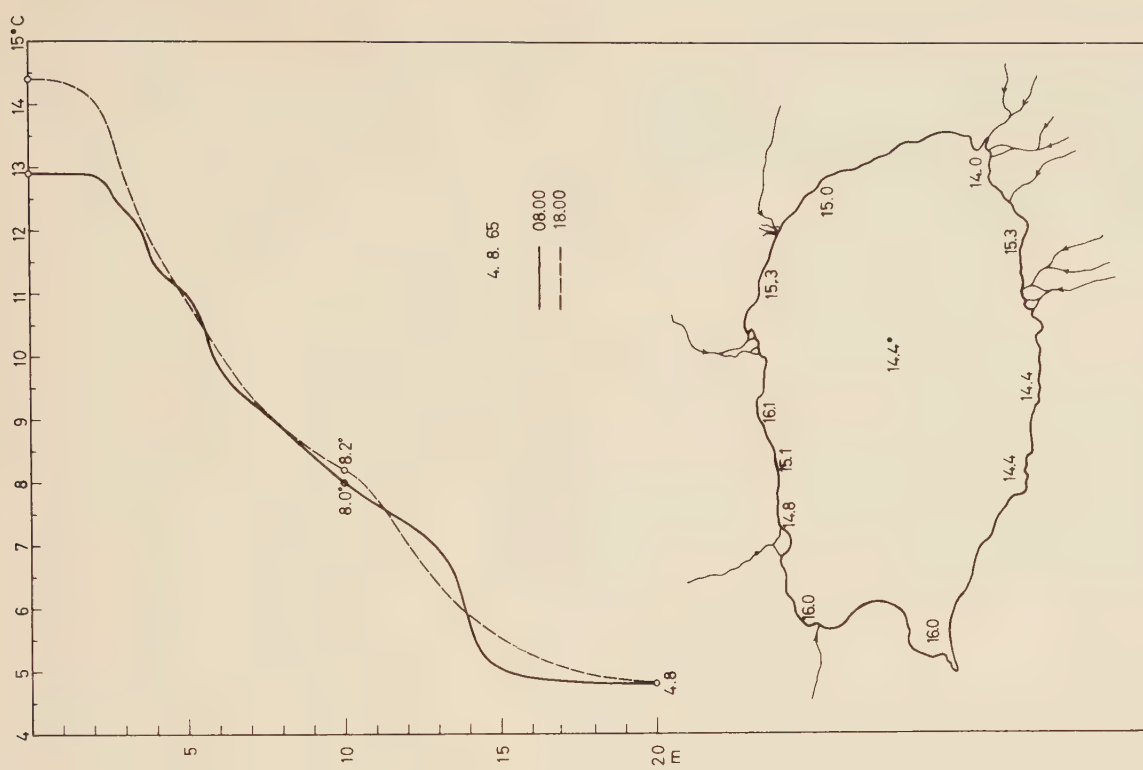


Fig. 23 Wassertemperatur im Oeschinensee von 0 bis 20 m Tiefe am 4. August 1965 um 08.00 Uhr und 18.00 Uhr (Seemitte) sowie Oberflächentemperaturen im Oeschinensee am 4. August 1965 um 18.00 Uhr.

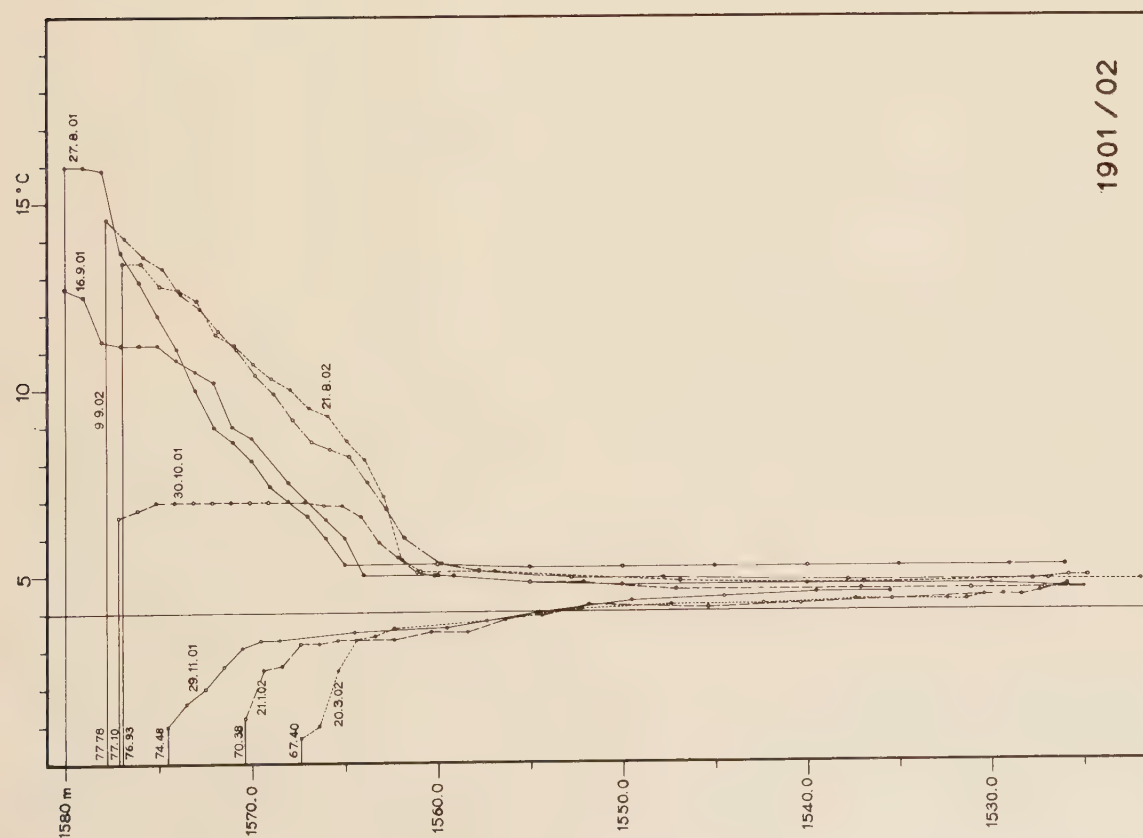


Fig. 22 Wassertemperaturen im Oeschinensee 1901/1902 nach M. GROLL (1905).

- 2. 2. 1964 Eisdicke etwa 40 cm, darüber 15 cm Schnee.
- 28. 2. 1964 Eisdecke ist dünner geworden.
- 16. 3. 1964 Eisdecke 9 cm; darauf liegt eine Schneedecke von 35 cm Höhe.
- 1. 4. 1964 See total zugefroren und mit Neuschnee bedeckt.
- 14. 4. 1964 See immer noch zugefroren.
- 2. 5. 1964 See ist vorne, das heißt am Südwestufer, auf einer Breite von etwa 30 m aufgetaut. Die übrige Seefläche ist immer noch mit einer dünnen Eisschicht bedeckt.
- 16. 5. 1964 See vollständig aufgetaut.

Schlußendlich bleibt im Frühjahr nur noch die Klareisschicht aufzutauen. Diese verändert ihre innere Struktur bedeutend und ist im Frühjahr als solche rasch zerstörbar. Das kompakte Eis wird im Wechsel zwischen Tageswärme und Nachtfrost zu Prismeneis. Das Eis besteht aus lauter glasartig klaren, etwa 1 cm dicken Prismen, die senkrecht zur Eistafelfläche stehen (siehe Abb. 20). Dadurch ist nun die Homogenität des Eises verloren gegangen und die letzte Abbaufom erreicht. Das Eis ist äußerst spröde. Beim Niederfallen einer Eisscholle durch ihr eigenes Gewicht zerschellt das Eis in erstaunlich regelmäßige Stäbchen. Es ist zwischen den Prismen von Kapillarkanälchen durchzogen und gleicht in der Struktur den Basaltsäulen. Seine Tragfähigkeit ist nun äußerst gering geworden. Beim randlichen Betreten des Sees brechen größere Stücke sofort ab, auch wenn die Eistafel noch gut 10 cm dick ist. Schon FOREL (1901) hat diese Eisstruktur beschrieben und glaubte, daß sie bei altem Eis infolge wiederholter Kontraktionen hervorgerufen werde. CHOLNOKY bezeichnete diese Struktur als «Kerzeneis» oder «kerziges Eis». Seinen Aussagen gemäß soll das Eis schon während des Gefrierens diese Erscheinung der Kerzenbildung vorbereiten, die durch weitere Einwirkung der Temperaturschwankungen nur vervollständigt und entwickelt wird. Vergleiche hierzu auch SCHMIDTLER K. (1941).

Da sich der Oeschinenseespiegel nach dem Zugefrieren im Dezember weiterhin bis in den April um mehrere Meter absenkt, entstehen am Ufer jedes Jahr Eisschollen, die im Frühjahr nach der Schneeschmelze relativ gut erhalten wieder zutage treten (siehe Abb. 20). Nach der Höhenlage ihrer äußersten Begrenzung kann man bei Kenntnis der Pegelkurve den Zeitpunkt der Vereisung rückschließend bestimmen. So maß ich die Höhe des obersten Randes der Eisschollen am 16. Mai 1965 zu 1572,15 m. Die Vereisung mußte also in der ersten Dezemberhälfte des vorangegangenen Jahres stattgefunden haben.

Im Frühjahr beginnt der See regelmäßig vor dem Auftauen wieder zu wachsen. Die Eisdecke wird gehoben und am Seeufer abgebrochen (siehe Abb. 20).

Tabelle 23: Auftauen des Oeschinensees in den Jahren 1961–1965

Datum		Pegelstand	Pegeltiefstand im Frühjahr		Pegelanstieg bis zum
			Datum	Kote	Auftauen des Sees
1961	Ende April	1568.20 m	1. 4.	1567.60 m	0.60 m
1962	Anfangs Mai	1567.40 m	14. 4.	1566.60 m	0.80 m
1963	29. bis 31. Mai	1569.00 m	15. 4.	1566.30 m	2.70 m
1964	8. bis 10. Mai	1567.30 m	14. 4.	1566.20 m	1.10 m
1965	24. bis 26. Mai	1568.30 m	1. 5.	1566.30 m	2.00 m

e) Temperaturlotungen unter dem Eise

Am 28. Februar 1960 wagte ich mich nicht zu weit auf den vereisten See hinaus und konnte deshalb nur bis in eine Tiefe von 20 m hinunter messen. Die Temperatur stieg von 0° an rasch auf 2,7° in 4 m und 3,0° in 11 m Tiefe. Hätte ich an einer tieferen Stelle gelotet, so wäre ich vermutlich bis in die Schicht von annähernd 4° vorgestoßen. Immerhin zeigte eine Messung am 26. März 1961, daß der See sich bis auf den Grund unter 4°C abgekühlt hatte. Auch in 43 m Tiefe betrug die Temperatur nicht mehr als 3,8°. In jenem Winter bildete sich die mächtigste Klareisschicht, da im Dezember 1960 fast keine Niederschläge verzeichnet wurden. Der See gefror offenbar auch erst sehr spät zu, so daß die gesamte Wassermasse unter 4° abgekühlt wurde. Daß diese Feststellung nicht auf einem Meßfehler beruhen kann, bestätigte die Messung vom 13. Mai, die ein höchst interessantes Ergebnis erbrachte. Eine etwa 24 m messende Wasserschicht über dem Grund wies noch immer eine Temperatur von 3,8° auf. Darüber lagerte eine 7 m mächtige Schicht von 4–4,1°, und die oberste Schicht von 14 m Dicke wies eine Temperatur von über 4° auf. Wie kam es zu dieser anormalen Schichtung? Offenbar erwärmten sich die obersten Schichten, nachdem der See 14 Tage vorher aufgetaut war, sehr

Abb. 20 16. Mai 1965. Der Oeschinensee beginnt vom Rande weg aufzutauen. Auf dem Ufer liegen Eisschollen, welche auf einen höheren Wasserstand des Sees hinweisen, als dieser zugefroren. Am Rande der Eisschollen ist deutlich die Prismenstruktur des Eises zu erkennen. Das Eis ist sehr spröde und bricht schon bei kleinen Belastungen.



rasch über 4° , und es kam zu keiner Vollzirkulation. Die wärmeren Wassermassen unter der Oberfläche sperrten bald einmal den Austausch von der Oberfläche bis zum Grund ab. Durch Windarbeit und Zufuhr von Schmelzwassern wurde diese instabile Schichtung später zerstört. Eine solche thermische Schichtung dürfte wohl eine Ausnahme bilden, ähnlich wie die nun noch zu beschreibende.

Am 5. Mai 1963 stellte ich unter der Eisdecke praktisch Homothermie fest. Ich maß folgende Temperaturen: $0\text{ m} = 0^{\circ}$, $0,5\text{ m} = 3,8^{\circ}$, $1\text{ m} = 3,9^{\circ}$, $3\text{ m} = 3,9^{\circ}$, ab 5 m bis Grund $= 4,0^{\circ}$. Der Seespiegel war seit seinem tiefsten Stand in diesem Frühjahr bereits um $0,8\text{ m}$ gestiegen. Bedenken wir noch, daß in dieser Jahreszeit der Abfluß aus dem See, von Mitte April an gerechnet, rund $\frac{1}{2}$ Million m^3 betragen haben muß. In der Zeit von drei Wochen wurden dem See also mehr als 1 Million m^3 Schmelzwasser zugeführt bei mittlerem Wasservolumen von 27,5 Millionen m^3 . Mischt man 1 Million m^3 von 0° mit 27 Millionen m^3 von 4° , so resultiert daraus eine mittlere Wassertemperatur von $3,857^{\circ}$. Wie oben erwähnt, wurde aber eine mittlere Wassertemperatur von annähernd $4,0^{\circ}$ festgestellt. Zur Erklärung dieses Verhaltens kann man annehmen, daß die dem See zufließenden Schmelzwasser in dieser Jahreszeit eine mittlere Temperatur von rund 4° , ja sogar noch mehr, gehabt haben müssen, wenn man in Betracht ziehen will, daß der See unter der Eisfläche, wie schon früher festgestellt wurde, Temperaturen unter $4,0^{\circ}$ verzeichnen kann. Sicher ist eine Wärmezufuhr durch Strahlung durch die Eisdecke von außen her kaum möglich, wird doch diese im Eis zur Hauptsache absorbiert und der Rest von einer dünnen Wasserschicht unmittelbar unter dem Eise aufgenommen. Beides trägt also nur zum Abbau des Eises bei und kann keine Erwärmung von tieferen Wasserschichten zur Folge haben.

4. Charakteristische Merkmale des Temperaturverlaufes im Sommer

Der Höhenlage des Oeschinensees entsprechend erstreckt sich die Erwärmungsperiode erwartungsgemäß auf eine sehr kurze Zeit von nur rund drei Monaten (Mitte Mai bis Mitte August). In dieser Zeit steigt der Seespiegel um rund 10 m an (von Kote 1568 m auf 1578 m), was eine Volumenvermehrung von ziemlich genau 10 Millionen m^3 Wasser ausmacht. Der Abfluß in dieser Zeit wurde auf mindestens 6 Millionen m^3 geschätzt. Folglich fließen in der kurzen Zeit mindestens 16 Millionen m^3 Wasser in den Oeschinensee. Der Zufluß besteht zur Hauptsache aus Schmelzwassern, vorerst aus der Schneeschmelze und später aus der Gletscherschmelze. Wie Tab. 25 zeigt, beträgt die Temperatur der Hauptzuflüsse Berglibach und Schluchtbach nie mehr als 10° . Andererseits steigen die Temperaturen der wichtigsten Seeabflüsse auch nie über 10° , womit ich zeigen möchte, daß die den See durchflutende Wassermenge weder erwärmt noch abgekühlt wird und somit auch keinen Wärmegewinn oder Wärmeverlust für den See bedeutet.

Um wieviel wird nun die im See akkumulierte Wassermenge von rund 10 Millionen m^3 in diesen drei Monaten erwärmt? Nach Fig. 21 beträgt der Wärmehalt Mitte Mai rund 130 Millionen t cal , Mitte August rund 280 Millionen t cal , was einen durchschnittlichen Wärmegewinn von 150 Millionen t cal ausmacht. 10 Millionen m^3 Zufluß mit einer mittleren Temperatur von 7° bringen die Wärmemenge von 70 Millionen t cal (immer von 0° an gerechnet), womit 80 Millionen t cal für die restliche Erwärmung um 8° , also auf 15°

im See in Rechnung zu stellen sind. Dieser Wert stimmt mit den Beobachtungen recht gut überein. Wenn im Sommer die Oberflächentemperaturen auch über 15° ansteigen, so ist schon in einer geringen Tiefe von wenigen Metern ein starker Rückgang der Temperatur unter 15° bemerkbar. Wenn nun die oberste Wasserschicht von rund 10 m Mächtigkeit die mittlere Temperatur von 15° selten erreicht, so geht dies auf Konto der Erwärmung der ganzen übrigen Wassermasse, obwohl in zunehmender Tiefe die Temperaturerhöhung immer weniger in Erscheinung tritt. Aus diesen Gründen sind folgende Tatsachen erklärbar:

- a) Die Lage der Sprungschicht (sofern man, streng genommen, von einer solchen sprechen kann, bei Verwendung des für sie definierten Temperaturgradienten von $\frac{dT}{dz} > 1^\circ\text{C pro m}$) ändert sich während der Erwärmungsperiode kaum. Mit anderen Worten: Erwärmt werden praktisch nur die im See akkumulierten Wassermassen. Wir dürfen also nicht von einer fortschreitenden Erwärmung in die Tiefe des Sees sprechen. Diese Tatsache kommt bei der von mir besonders gewählten Darstellungsart in Fig. 20 deutlich zum Ausdruck, besonders in den Jahren 1960, 1963 und 1965.
- b) Zur Ausbildung eines Metalimnions kommt es in der Erwärmungsperiode nicht. Erst nachdem die Zuflüsse nachlassen und der Seehöchststand erreicht worden ist, beginnt die Dreiteilung im Schichtaufbau anhand der Temperaturprofile sichtbar zu werden. Zu diesem Zeitpunkt (meistens anfangs September) beginnt aber bereits die Abkühlungsperiode. Wenn auch tagsüber an warmen Herbsttagen die Oberflächentemperatur noch relativ hoch ansteigen kann (vor allem auch wegen des geringen Zuflusses), so ist die Abkühlung über Nacht und am Morgen meist größer als der Wärmegewinn des vorangegangenen Tages. Auf der Fig. 20 wird dies deutlich sichtbar, indem die Temperaturkurven von rechts her beschnitten werden. Die Herbstteilzirkulation setzt ein, indem die an der Oberfläche in der Nacht abgekühlten Wasserteilchen infolge ihrer größeren Dichte absinken und sich mit tiefer liegenden mischen. So kommt es zum Absinken der Sprungschicht im Herbst und zum Temperatúrausgleich im Epilimnion. In der Regel ist die Dreiteilung im Oktober vorhanden, bis im November die Herbstvollzirkulation wiederum Homothermie schafft.
- c) Die Grenze zwischen dem ungeschichteten, homothermen Hypolimnion und dem darüberliegenden, oft lamellenartig geschichteten, polythermen Epilimnion wird zu Beginn der Erwärmungsperiode durch die Seespiegelhöhe sowie die Wetterlage festgelegt. Interessant ist dabei, daß diese jedes Jahr nahe bei der mittleren Kote von 1560 m liegt:

1901	1565 m	1960	1560 m	1963	1560 m
1902	1561 m	1961	1556 m	1964	1558 m
		1962	1554 m	1965	1561 m

- d) Maßgebend für den gesamten Wärmeinhalt am Ende der Erwärmungsperiode sind die im Oeschinensee akkumulierten Wassermassen und die Wetterlage. Greifen wir zwei Extremfälle heraus:

Im Jahre 1964 erreichte der See seinen minimalsten Höchstwasserstand seit 35 Jahren. Der Sommer war trocken und heiß. Leider habe ich in diesem Jahr nur eine Messung am 6. August 1964 ausführen können. Diese einmalige Messung ist trotzdem aufschlußreich, zeigte sie doch den höchsten, gemessenen Wärmeinhalt in der Meßperiode 1960–1965.

Im folgenden Jahre 1965 dagegen erreichte der See einen neuen Höchststand während der letzten 15 Jahre. Das Wetter war regnerisch und kühl. Die Kurve des Wärmeinhaltes (siehe Fig. 21) liegt am tiefsten von allen.

Diese Beispiele widerlegen auch eine vernunftgemäße Erwartung. Warmes und trockenes Wetter sollte eine große Schnee- und Gletscherschmelze bewirken, kühles, feuchtes Wetter dagegen eine solche drosseln, womit ein natürlicher Ausgleich in der Wasserführung und Thermik erreicht würde. Dies war nun in den beiden Jahren durchaus nicht der Fall. Allerdings sind noch als wesentlicher Faktor die Schneerücklagen zu berücksichtigen. Diese waren 1964 ausgesprochen klein und im folgenden Jahr übernormal groß (siehe Niederschläge in Fig. 19).

5. Der tägliche Temperaturgang im Oeschinensee

a) In horizontaler Verteilung

Es gilt als bekannte Tatsache, daß in jedem See die Oberflächentemperaturen während eines Sommertages nach Ort und Zeit stark variieren können. Allgemein werden die Rand- oder Uferpartien, besonders in seichtem Gebiet, stärker erwärmt als die übrigen, und die Nachmittagstemperaturen sind höher als die des Vormittags. Ferner wirkt sich die Einmündung eines anders temperierten Zuflusses aus. Oft ist zudem, wie aus

Fig. 23 hervorgeht, beim Oeschinensee das Nordufer infolge intensiverer Besonnung höher erwärmt als das schlechter exponierte Südufer. Indessen darf man diese horizontalen Unterschiede nicht überschätzen. Sie sind in einem kleineren Gewässer ausgeprägter als in einem größeren. Im Oeschinensee betrug die größte Abweichung an der Oberfläche nie mehr als 2°C.

Am 11. September 1963 registrierte ich fortlaufend in der Seemitte an der Oberfläche und in 9 m Tiefe die Temperaturen bei strahlend schönem Wetter:

	10.00	11.30	13.45	16.40
0 m	12,2°	12,5°	13,0°	12,6°
9 m	9,8°	10,6°	10,3°	10,2°

In der windgeschützten Bucht, in welche der Lägerbach fließt – die Einheimischen nennen sie die Chüebucht – maß ich um 16.20 Uhr in 0 m 14,0°C und in 9 m Tiefe 13,0°C. Nachts gleichen sich solche Unterschiede meistens wieder aus. Gesamthaft sind die Abweichungen nicht sehr groß.

b) In vertikaler Richtung

Nach W. SCHMIDT (1908) und E. A. BIRGE (1932) dringen nur etwa 20 % der Strahlungsenergie tiefer als 1 m in einen See ein, gelegentlich sogar nur 2–3 % (je nach Sonnenstand). W. SCHMIDT berechnete 1908 und 1915, daß von senkrecht auf die Wasseroberfläche fallenden Wärmestrahlen 45 % bis zu 1 dm Tiefe absorbiert werden. Eine Erwärmung in größere Tiefen kann nur durch Windarbeit geschehen. Gerade die neuere limnologische Literatur hat auf die Windarbeit besonders hingewiesen und einige Probleme geklärt. Bei wenig Windwirkung verläuft die Temperaturkurve flach (Extremfall: Oberflächensprungschicht), bei starker Windwirkung dagegen steil. Die von FINDENEGG (1953) besonders untersuchten Kärntnerseen, die von starken Winden geschützt sind, stellen Beispiele für den ersten Fall dar: ein dem Wind äußerst stark exponierter Schweizer See ist der Neuenburgersee, welcher als Beispiel für den zweiten Fall angeführt werden darf. Zu welchem Typ gehört der Oeschinensee? Nach seiner Lage in dem großartigen Felszirkus, auf drei Seiten von hohen Gebirgen umrahmt, ist er weitgehend von starken Winden abgeschirmt. Einzig gegen Westen öffnet sich die Umrahmung. Folglich muß ein flacher Verlauf der Temperaturkurve erwartet werden. Dies beweisen folgende Terminmessungen: 1. Juli 1961, 6. Juli 1963, und vor allem 6. August 1964.

Nun ist aber der See im Sommer nur morgens und abends durch eine oft völlige Windstille spiegelglatt (vergl. Abb. 5). Tagsüber wird die Oberfläche normalerweise bewegt. Etwa gegen 10 Uhr beginnen die leichten Brisen von Westen her gegen die Lärstürme zu wehen. Diese Lokalwinde können am Nachmittag oft ziemlich stark werden und Wellen von 10–20 cm Höhe erzeugen. Mit dem Ruderboot kann man stark abgetrieben werden, weshalb ich meistens bei Messungen am Nachmittag das Boot verankern mußte. Die Entstehung dieser Winde beruht auf der Sogwirkung der über den stark erwärmten Hochgebirgsfelsen tagsüber aufsteigenden Luftmassen (Talwinde).

Diese Winde können nun gerade während der Tageszeit der stärksten Einstrahlung die an der Oberfläche gebildete, wärmere Wasserschicht infolge Durchmischung in die Tiefe arbeiten, ehe es zur Bildung eines austauschhemmenden Temperaturgefälles kommt. Der Kurvenverlauf in Fig. 23 ist typisch. Die im Hochsommer oft recht kühlen Nächte im Gebirge sorgen zudem für einen Abbau der Schichtung. Gelegentlich kann auch ein allgemeiner Temperaturrückgang, wie er im Sommer im Gebirge mehrmals vorkommt (sogar Schneetage!), eine größere Abkühlung der obersten Wasserschicht bewirken, wodurch die Kurve einen treppentartigen Verlauf nimmt.

Aus diesen Gründen sind die vielen Mikroschichten im Epilimnion verständlich, die man aus den meisten Temperaturkurven der Fig. 20 erkennen kann. Gerade die verfeinerte Meßmethode mit elektrischen Thermoelementen hat diesen stufenmäßigen Aufbau der epilimnischen Wassermasse deutlich sichtbar gemacht. Besonders schön sind diese Stufen am frühen Vormittag bei absoluter Windstille auszumessen, wie sie zum Beispiel Fig. 23 (08.00 Uhr) zeigt. Tagsüber werden diese Schichten durch die einsetzenden Winde und die dadurch verursachten Seiches verwischt (siehe Fig. 23, 18.00 Uhr). Gerade hinsichtlich der Seiches ließen sich am Oeschinensee dank der idealen Beckenform und der regelmäßigen Schönwetterbrisen im Sommer interessante Feststellungen machen. Leider war ich verhindert, dieses Problem unter den erwähnten, günstigen Voraussetzungen näher zu studieren. Es besteht kein Zweifel, daß diese Seiches im Oeschinensee vorkommen.

Ich habe den Wärmegewinn des Oeschinensees an einem strahlend schönen Sommertag (4. August 1965) zwischen 08.00 und 18.00 Uhr zu 5,2 Millionen t cal berechnet. Dies entspricht einer Erhöhung der wahren mittleren Seetemperatur von bloß 0,13°C. Da aber die Erwärmung nur bis in eine Tiefe von 20 m reichte (siehe Fig. 23), wurde diese oberste Wasserschicht im Mittel um 0,275°C erwärmt. Praktisch wurde bloß eine oberste Schicht von 3 m Mächtigkeit mit etwa 3,5 Millionen m³ Inhalt erwärmt, was im Mittel eine Temperaturerhöhung von etwa 1,5°C ausmacht, die mit der gemessenen Differenz an der Seeoberfläche recht gut übereinstimmt.

6. Der Gang der Tiefentemperaturen im Oeschinensee

Tabelle 24: Tiefentemperaturen des Oeschinensees, gemessen über Grund, in °C

1901	1902	1960	1961	1962	1963	1964	1965
27. 8. 5,1	21. 1. 4,4	8. 6. 4,6	26. 3. 3,8	20. 5. 4,5	5. 5. 4,0	6. 8. 5,0	13. 6. 4,4
16. 9. 4,6	20. 3. 4,4	5. 7. 4,6	10. 4. 3,4	11. 6. 4,2	9. 6. 4,0		4. 7. 4,7
30. 10. 4,6	30. 5. 4,2	5. 8. 4,6	13. 5. 3,8	18. 7. 4,4	6. 7. 4,2		4. 8. 4,8
29. 11. 4,5	13. 7. 4,7	10. 9. 7,0?	1. 7. 4,4	31. 7. 4,6	10. 8. 4,3		18. 9. 4,7
	6. 8. 4,7		26. 8. 4,4	17. 8. 4,6	9. 9. 4,4		
	21. 8. 4,8		13. 10. 4,5	12. 9. 4,6	27. 10. 4,4		
	9. 9. 5,0			15. 10. 4,6			

HALBFASS (1923, vergl. Seenkunde) schreibt (Seite 213): «In dem Wechsel der Tiefentemperaturen tiefer Seen spiegelt sich der klimatische Unterschied einzelner Jahre viel deutlicher wider als in den für das Klima einer Gegend recht belanglosen und zufälligen Maxima und Minima der Lufttemperatur, da sie sozusagen den Niederschlag der gesamten Wärmeverhältnisse einer Zeitperiode darstellen.»

Der Oeschinensee gehört in diesem Sinne nicht zu den tiefen Seen. In der Reihe der gemessenen Tiefentemperaturen finden wir eine größte Differenz von 1,6°C zwischen den höchsten und tiefsten Temperaturen (ohne Berücksichtigung des Wertes vom 10. September 1960). Bei den tiefen Alpenrandseen wie Briener und Thuner See beträgt diese Differenz jedoch nur 0,1–0,2°C.

Auch eine Phasenverschiebung der Temperaturmaxima und -minima zwischen Oberflächen- und Tiefenschicht, oder eine Phasenverschiebung von Luft- und Tiefentemperatur, wie sie schon SIMONY (1875) als Regel fomuliert hat, ist nicht erkennbar.

Man könnte meinen, daß die hohen Tiefentemperaturen im feucht-kühlen Sommer 1965 auf die allgemein hohe Erwärmung im Vorjahr zurückgehen.

Ein solcher Zusammenhang müßte sich dann aber auch zwischen den Jahren 1960 und 1961 ergeben, was durchaus nicht der Fall ist. Ich bin der Meinung, daß die Tiefentemperaturen im Oeschinensee vorwiegend durch die Temperatur der Zuflüsse bestimmt werden, insbesondere, da man sublakustre Zuflüsse annehmen kann.

7. Zur Frage der Einschichtung der Zuflüsse in den See

B. DUSSART (1955) legt dar, daß gewisse Einschichtungen ohne unmittelbare Vermischung erfolgen. Die thermischen Erscheinungen sind bedeutender als die der Turbulenz.

W. NÜMANN (1938) konnte am Bodensee zeigen, daß sich der Rhein im Sommer infolge der Mischung mit wärmerem Oberflächenwasser, vielleicht auch wegen seines geringeren Elektrolytgehaltes, höher einschichtet. Im Winter dagegen fließt er meist tiefer als erwartet, da er in dieser Zeit fast doppelt so viele Elektrolyte enthält wie das Seewasser und eine Vermischung mit Oberflächenwasser jetzt keine bedeutende Erniedrigung des spezifischen Gewichtes durch Temperatúrausgleich bringen kann. Im Sommer bremsen die Sinkstoffe noch das weitere Emporsteigen. Im Winter fehlen sie ganz.

Es scheint mir klar, daß kleinere Bäche mit geringer Wasserführung sich mit der Oberflächenschicht im See intensiv vermischen, auch wenn diese sehr kalt sind und viele Schwebestoffe enthalten (vgl. Abb. 14). Dagegen werden wohl die größeren Bäche, wie der Berglibach und der Schluchtbach, infolge vermehrter Energie auch in tiefere Zonen des Sees eindringen können. Auf der andern Seite kann das Zurückgehen der Tiefentemperaturen zur Zeit der einsetzenden Schneeschmelze im Frühjahr, in welcher der See noch zugefroren ist, nur darauf zurückgeführt werden, daß wenig über 0°C temperierte Schmelzwasser die ganz geringe Abkühlung in der Tiefe bewirken und sich somit sehr tief einschichten. Dies ist besonders im Frühjahr 1902 und

1961 (13. Mai) beobachtet worden. GROLL (1905), der sich für eine tiefe Einschichtung der mit Schwebstoffen beladenen Zuflüsse ausspricht, will dadurch gerade auch das von ihm im Jahre 1902 entdeckte Phänomen der indirekten Wärmeschichtung in der Tiefe während der warmen Jahreszeit erklären. In diesem Fall wird die Tiefenschicht über dem Grund durch wärmere Zuflüsse höher erwärmt als die direkt darüber liegende, so daß es zu einem Zustand kommt, wie er von den verschiedensten Seen auch im Flachland und am Alpenrand bekannt ist.

Es fällt auf, daß in der Wasserschicht zwischen den Koten 1540–1560 m fast in allen Jahren (besonders am 5. August 1960, 13. Mai 1961, 11. Juni 1962 und 4. Juli 1965) gewisse Anomalien in der feineren Schichtung auftreten. Diese führe ich ebenfalls auf das zufließende Bachwasser zurück, das sich in dieser Zone des Sees einschichtet.

FINDENEGG (1933) hat darauf hingewiesen, daß es Seen ohne Vollzirkulation gibt (meromiktische Seen), in denen sich die Tiefentemperaturen auf einer das ganze Jahr gleichbleibenden Höhe von etwas über 4°C halten. Er konnte in solchen Seen den Sauerstoffschwund in der Tiefe nachweisen, was auf die verhinderten Austauschvorgänge zurückgeht, und prägte den Begriff der Pseudooligotrophie. Solche Seen können in ihrem oberen Teil, der jährlich zweimal durchmischt wird («Atem holen»), durchaus oligotroph sein, im undurchmischten Teil aber eutroph.

Nachdem ich aber selber im Frühjahr 1963 zweimal Wasser von genau 4°C über dem Seegrund angetroffen habe und die Sauerstoffkurven auch in der Tiefe genügend Sauerstoff anzeigten, darf der Oeschinensee mit Sicherheit zu den holomiktischen Seen gerechnet werden.

8. Zusammenfassende Ergebnisse

- a) GROLL zieht für den Oeschinensee bezüglich Thermik folgende Schlußfolgerungen: «Für den Temperaturgang des größeren Teiles der Wassermassen des Oeschinensees (das heißt also der tieferen Schichten) ist die Temperatur des zufließenden, mit Sinkstoffen beschwerten Wassers ausschlaggebend. Wärmeeinstrahlung und -ausstrahlung üben nur auf die oberste, ganz dünne Wasserschicht ihren Einfluß aus, jedenfalls aber auch hier zeitweilig stark unterstützt von den Bachwassern.»
- b) Gemäß Fig. 21 beträgt der mittlere Wärmegewinn des Oeschinensees in der Erwärmungsperiode (Mai bis August) rund 160 Millionen t cal. An diesem Wärmegewinn ist zu mehr als 50% der aus der Atmosphäre in den See hinein gerichtete Wärmestrom beteiligt. Da die mittlere Oberfläche des Oeschinensees rund 1 km² beträgt, berechnet sich die Wärmezufuhr zu 160 t cal/m², beim Brienersee zu rund 300 t cal/m² (siehe HOFER, 1952).

Tabelle 25: Temperaturen der Zuflüsse und Quellen in °C

Zuflüsse	6. 8. 1964	13. 6. 16–17 Uhr	4. 7.	27. 7.	4. 8. 1965	
					8–10 Uhr	16–18 Uhr
Berglibach	9,3	5,0	5,1	7,3	6,2	8,5
Schluchtbach	10	3,5	5,4	7,2	4,1	6,0
«Tränen»	6,7	6,7	—	6,3	7,1	7,5
Doldenhornbach	7,5	4,7	5,3	7,2	6,0	8,3
Heubergbach	e	6,3	7,3	10,2	e	e
Lägerbach	e	9,0	8,2	e	e	e
Kluftquellen beim Berglibach	4,2	—	4,0	—	4,0	—
Quelle beim Lägerbach	—	—	6,0	6,0	—	—
Oberflächenwasser	19,7	10,3	13,1	13,0	12,9	14,4
Quellen	11. 9. 1963	6. 8. 1964	13. 6. 1965	4. 7. 1965	4. 8. 1965	
1	10,5	—	e	6,4	10	
2	—	11,0	5	7,6	10	
3	—	9,0	e	5,7	8,8	
4	—	11,5	4,5	6,1	8,6	
5	6,5	6,6	4,8	5,3	6,3	
6	10,5	—	5,5	5,7	7,4	
7	—	—	—	—	7,4	
8	—	—	—	—	7,8	

e =
kein Wasser

- c) Eine Sommerstagnation gibt es im Oeschinensee nicht. Die Wärmezufuhr wird zur Hauptsache für die Erwärmung der zufließenden kalten Bäche aus der Schnee- und Gletscherschmelze verbraucht. Eine Erwärmung der tieferen Schichten ist erst mit Eintreten der Herbstzirkulation feststellbar. Der Einfluß der Windtätigkeit ist gering, nimmt doch die Temperatur im Sommer von der Oberfläche an sehr rasch ab (windgeschützte Lage durch Felsumrahmung). Deshalb kommt es auch nicht zur Ausbildung einer gelegentlichen Sprungschicht. Erst im Herbst wird ein Anstieg der Tiefentemperaturen von wenigen Zehntelsgraden feststellbar. Dank dem unterirdischen Abfluß wird dem See durch die abfließenden Wasser wenig Wärme entzogen. Trotzdem beträgt die maximale Oberflächentemperatur im Sommer selten mehr als 16°C (Maximalwert: 19,7°C am 6. August 1964, Minimalwert: 12,9°C am 4. August 1965). Die Wärmeverluste im Sommer sind vorwiegend auf die Ausstrahlung in kühlen Nächten und bei Schlechtwetterlagen, weniger auf die Verdunstung, zurückzuführen.
- d) Der Oeschinensee ist im Mittel während 5 Monaten zugefroren (Dezember bis Mai). Unter dem Eise ist die Wassermasse hinsichtlich Temperatur stets invers geschichtet.
- e) Der Oeschinensee gehört zu den holomiktischen und temperierten Seen.
- f) Das Problem der Einschichtung der zufließenden Bäche konnte nicht eindeutig gelöst werden, zumal die Verhältnisse durch sublakustre Zuflüsse kompliziert werden.
- g) Die Grenze von Hypolimnion und Epilimnion befindet sich im Sommer in der Regel auf der Kote 1560 m.

B. Optik

1. Einleitung

F. SAUBERER (1947) beschreibt die unmittelbaren Nutzenanwendungen der Strahlungsmessungen an den Gewässern auf Seite 260 wie folgt: «Strahlungsmessungen und insbesondere Lichtmessungen, das heißt solche Messungen, die im Bereich des sichtbaren Teiles des Spektrums angestellt werden, dienen in der Gewässerforschung verschiedenen Zwecken. Vor allem ist die Kenntnis des Licht- und Strahlungsklimas für alle biologischen Vorgänge im Lebensraum Wasser von großer Bedeutung. Hier interessiert sowohl die Intensität der Strahlung in verschiedenen Tiefen als auch die Veränderung, welche die eindringende Strahlung in ihrer spektralen Zusammensetzung erfährt, daneben u. a. auch die Richtungsverteilung der Strahlung im Wasser. Für den Wärmehaushalt der Gewässer ist die Absorption der Strahlung in den verschiedenen Schichten bedeutungsvoll. Die Zerstreuung der eindringenden Lichtstrahlung im Wasser im Verein mit der spektralen Durchlässigkeit des letzteren bestimmen die Abtönung der wahren Farbe des betreffenden Gewässers. Aus dem Zusammenwirken dieser mit Reflexionserscheinungen an der Wasseroberfläche und eventuell vom Grunde der Gewässer her ergibt sich die scheinbare Farbe der Gewässer. Die Verteilung der Durchlässigkeit in horizontaler und besonders in vertikaler Richtung läßt Schlüsse über Einschichtungen trübender und färbender Stoffe ziehen.»

Über Bedeutung und Ziel der Tageslichtmessungen in Seen finden wir in der neueren limnologischen Literatur recht viele Angaben, wurde doch auf diesem Zweig der Limnologie in den letzten Jahrzehnten intensiv geforscht. Ich verzichte deshalb, einen Überblick über die theoretischen Grundlagen zu geben, und verweise auf die einschlägige Literatur: E. A. BIRGE und Ch. JUDAY (1929–1932), F. SAUBERER und O. ECKEL (1938), F. SAUBERER (1939 und 1947), F. SAUBERER und F. RUTTNER (1941), F. LAUSCHER (1941), F. SCHMOLINSKY (1955), P. NYDEGGER (1957), R. A. VOLLENWEIDER (1955 und 1960) u. a. m. Einzelne Sachverhalte werde ich im nachfolgenden Kapitel streifen, wo es um die Problematik der Meßmethoden geht. Die Bestimmung der Sichttiefe mit der Secchischen Scheibe ist einfach durchzuführen. Die Sichttiefe allein gibt uns aber noch keine vollständigen Aufschlüsse über die Strahlungsverhältnisse in einem See. Namentlich kann mit ihr der Anteil der absorbierten und derjenige der zerstreuten Strahlung nicht ermittelt werden. Zusammen mit photometrischen Methoden kann die Messung der Sichttiefe aber brauchbare Unterlagen bieten, und so wird «die Secchische Scheibe auch weiterhin ein Werkzeug des Limnologen bleiben» (RUTTNER, 1962).

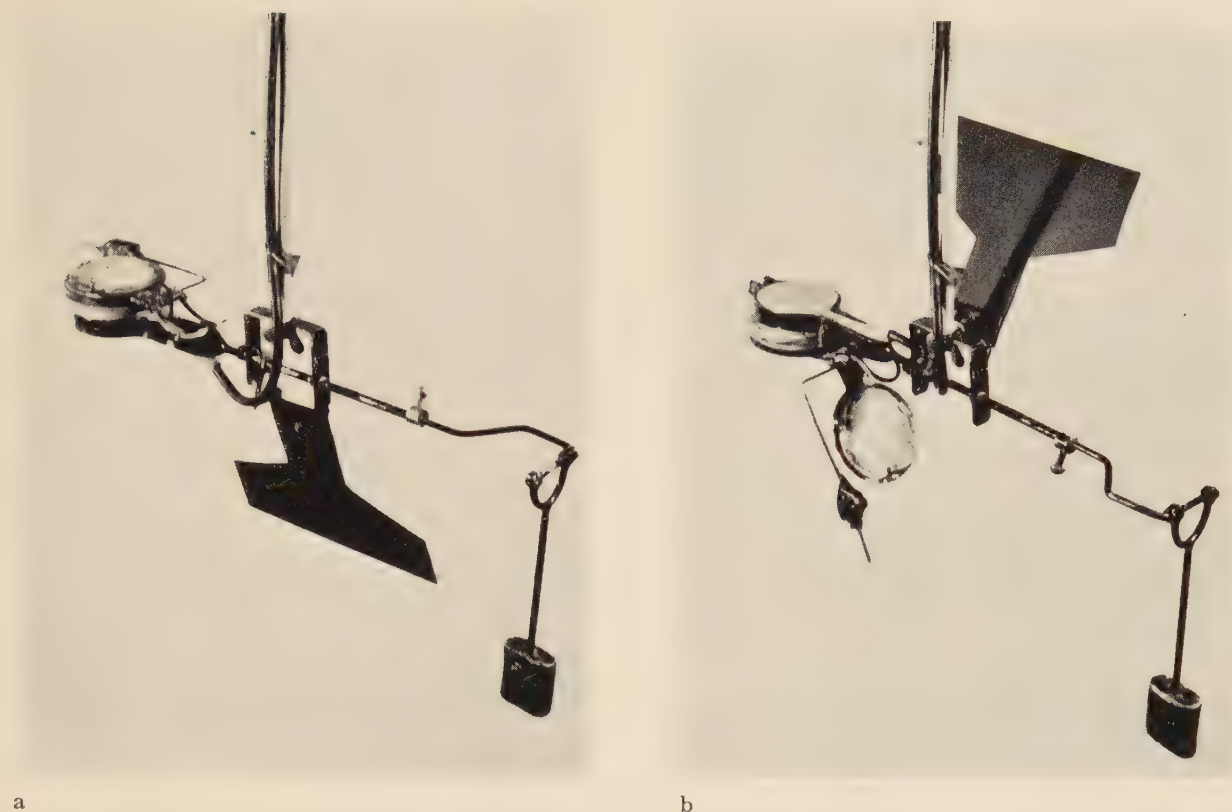


Abb. 21 Unterwasser-Photometer. Eigenkonstruktion von Dr. P. Nydegger
a) für die Messung des Oberlichtes, b) für die Messung des Unterlichtes

2. Meßmethodik

a) Beschreibung des Meßinstrumentes

Für meine Strahlungsmessungen im Oeschinensee stellte mir P. Nydegger sein eigens konstruiertes Unterwasser-Photometer zur Verfügung (siehe Abb. 21). Dieses wurde so gebaut, daß mit Hilfe einer Schwenkeinrichtung unter Ausnützung des Wasserwiderstandes der Lichtempfänger um 180° gedreht werden kann, was die Messung des Oberlichts und Unterlichts hintereinander in der gleichen Tiefe mit demselben Photoelement gestattet. Ein Sperrschicht-Photoelement aus Kupferoxydul der Firma Falkenthal (erhältlich bei der Meßapparate AG in Bern) mit einer Nutzfläche von etwa 11 cm^2 wurde in ein Schutzgehäuse aus Aluminium mit Stopfbüchse für den Kabelanschluß untergebracht. Dieses Schutzgehäuse wird auf der Seite des Lichteintrittes durch eine Glasscheibe wasserdicht abgedeckt. Eine Halterung erlaubt das direkte Vorschalten von Farbfiltern. Ich verwendete drei verschiedene Farbfilter der Firma Schott u. Gen. Jena. Die Daten sind aus Tab. 26 ersichtlich.

Tabelle 26

Filter		Filter + Photoelement		
Filter	Durchlässigkeitsmaximum $m\mu$	Optischer Schwerpunkt $m\mu$	Halbwertsbreite $m\mu$	Transmissionsgrenze ($D = 1\%$)
BG ₁₂	441	423	110	310–510
VG ₉	527	533	90	435–640
OG ₂	über 605	610	110	535–860

Ferner wurde ein Dämpfungsfilter, bestehend aus einer Lochblende (Blech mit 13 kreisrunden Löchern von 2,8 mm Durchmesser) und einer dünnen Plasticscheibe (ähnlich Milch-, Matt- oder Opalglas), derart montiert, daß dieses bei Oberlichtmessungen die Meßzelle bedeckte, beim Messen des Unterlichtes aber freigab,

was beim Drehen des Lichtempfängers jeweils selbsttätig geschah. Der Dämpfungsfaktor der Lochblende betrug 14,25 (Nutzfläche = 1133 mm², Gesamtfläche der 13 Löcher = 80 mm²). Dadurch wurde erreicht, daß sowohl das Unterlicht als auch das Oberlicht mit dem gleichen Meßbereich des Spannbandgalvanometers und somit auch mit konstantem Instrumentenwiderstand (max. 12 Mikroampère) gemessen werden konnte. Zudem wurde eine Überbelastung der Meßzelle bei Oberlichtmessungen in geringen Wassertiefen verhindert.

b) Beschreibung des Meßvorganges

Das beschriebene Unterwasser-Photometer wies aber auch Nachteile auf. So war die Auffangfläche des Strahlungsempfängers nach einmaligem Drehen um 180° selten mehr genau horizontal gelagert, was sich bei der Unterlichtmessung nicht nachteilig auswirkte, wohl aber bei der Messung des Oberlichts. Eine kleine Abweichung von der horizontalen Lage ergab sofort andere Lichtintensitäten, namentlich bei unbedecktem Himmel und freier Sonne. So war ich gezwungen, zuerst das Oberlicht bei horizontal ausgerichtetem Empfänger in den verschiedenen Wassertiefen zu messen. Dabei begann ich mit der Messung in 2 m Tiefe und wartete, bis sich der Zeiger des Meßinstrumentes nicht mehr bewegte. Anschließend wurde die Lichtintensität in einer Tiefe von 3 m, 4 m und 5 m (gelegentlich noch tiefer) gemessen. Beim Heben des Apparates wurde nochmals auf jeder Meterstufe die Intensität des Oberlichtes kontrolliert. Erst nachdem auf jeder Meterstufe die Meßwerte übereinstimmten, wurde der Strahlungsempfänger rasch gedreht, um von Meter zu Meter das Unterlicht zu messen, und zwar wiederum beim Herunterlassen wie beim Heben des Lichtmeßgerätes. Zum Schluß wurde der Strahlungsempfänger von Hand gedreht und nochmals das Oberlicht in zwei bis drei verschiedenen Tiefen nachgeprüft. Eine Meßreihe wurde nur dann als brauchbar bezeichnet, wenn sich durch diese verschiedenen Kontrollen die Intensität der Totalstrahlung während des Meßvorganges als konstant erwiesen hatte. Dies brauchte oft recht viel Geduld, zeigte es sich doch, daß häufig beträchtliche Intensitätsschwankungen der Totalstrahlung auftraten, auch wenn meine Sinnesorgane keine Veränderung wahrnahmen. Der Meßvorgang wurde auf diese Weise für jeden einzelnen Spektralbereich durchgeführt. Am besten gelangen die Messungen bei absolut wolkenlosem Himmel, spiegelglatter Seefläche und peinlich genauer Ausrichtung von Lichtmeßgerät und Boot nach der Sonne. (Ebenfalls vollständig bedeckter Himmel begünstigte das Messen sehr.) Die Längsachse des Bootes wies dabei immer in Richtung der Sonne, bzw. der hellsten Stelle des Himmels, und das Lichtmeßgerät wurde ohne Ausleger beim Heck versenkt. Meßfehler als Folge von Abschattung oder Reflexion durch das Boot wurden dadurch nicht vermieden, aber wenigstens bei allen Messungen gleich gehalten, womit sich ein störender Einfluß des Bootes nicht auswirken konnte.

c) Das Filterproblem

Das DämpfungsfILTER erwies sich als sehr problematisch. Da wir eine konstante Dämpfung erwarteten, unterließ ich es, bei jeder Messung und in jedem Spektralbereich an Ort und Stelle im See den Dämpfungsfaktor zu bestimmen. Erst nachträglich stellte ich fest, daß die Plexiglasscheibe selber wie ein Farbfilter wirkte, also farbselektiv dämpfte, indem sie das rote oder langwellige Licht besser durchließ als das Licht der anderen Spektralbereiche. Ein Graufilter hätte hier bessere Dienste geleistet.

Bei der nachträglichen experimentellen Bestimmung des Dämpfungsfaktors stieß ich auf erhebliche Schwierigkeiten. Es stand fest, daß die Lochblende allein mit dem Faktor 14,25 dämpfte (Rechnung und Messung stimmten gut überein). Bei der Kombination von Lochblende und Plastikscheibe mit den einzelnen Farbfiltern ergaben sich hingegen abweichende Dämpfungswerte, je nach Art der auftreffenden Strahlung. Künstliches Licht lieferte andere Werte als Tageslicht. Bei Tageslichtmessungen gab es wieder abweichende Werte je nach Tageszeit, Bewölkung und Sonnenstand, und die reine Himmelsstrahlung erbrachte andere Ergebnisse als die Totalstrahlung. Bei diffuser Strahlung wurde die Dämpfung abgeschwächt. Die Meßwerte über und unter Wasser stimmten ebenfalls nicht überein. Hierin tritt allerdings die bekannte Tatsache in Erscheinung, daß eine Wasserschicht wie ein zusätzliches Lichtfilter wirkt. Diese Wasserschicht verschiebt mit zunehmender Mächtigkeit den optischen Schwerpunkt der Meßanordnung mehr oder weniger stark gegen den Spektralbereich maximaler Durchlässigkeit. Die Verschiebung des optischen Schwerpunktes ist besonders stark in den Farbgebieten mit steilem Anstieg der vertikalen Durchlässigkeit. Bei den von mir verwendeten Filtern für Blau, Grün und Orange sind die Schwerpunktsverlagerungen mit zunehmender Tiefe immerhin gering, so daß ich ruhig bis zur Empfindlichkeitsgrenze heruntermessen konnte.

Im Mittel errechnete ich einen Dämpfungsfaktor von 15 für oranges (OG 2), 17 für grünes (VG 9) und 18,5 für blaues (BG 12) Licht. Eine weitere Fehlerquelle sehe ich in den verschiedenen Abdeckungen des Photoelementes. Im Abstand von etwa 2 mm vom Element ist die Platte aus unzerbrechlichem Glas (2,5 mm

dick) festgeklebt. Darüber folgt mit 1 mm Abstand das Farbfilter (2 mm dick), auf dem das DämpfungsfILTER, bestehend aus der planen und ungerauhten Plastikscheibe (1,7 mm dick) und dem Lochblendenblech (0,35 Millimeter dick), direkt aufliegt. Infolge dieser mehreren Schichten messen wir nicht mehr die Gesamtstrahlung. Sehr schräg einfallende Strahlen treffen die lichtempfindliche Fläche des Photoelementes nicht mehr. Das Kosinusetz wird wirksam. Zudem gibt es an den Platten und Schichten Reflexion und sogar Totalreflexion. Aus diesen Gründen maß ich die Strahlung vorwiegend bei relativ hohen Sonnenständen und erst ab 2 m Tiefe. Vergleichbar sind bei dieser Meßanordnung eigentlich nur Messungen bei gleichen Außenbedingungen und gleichen Sonnenständen.

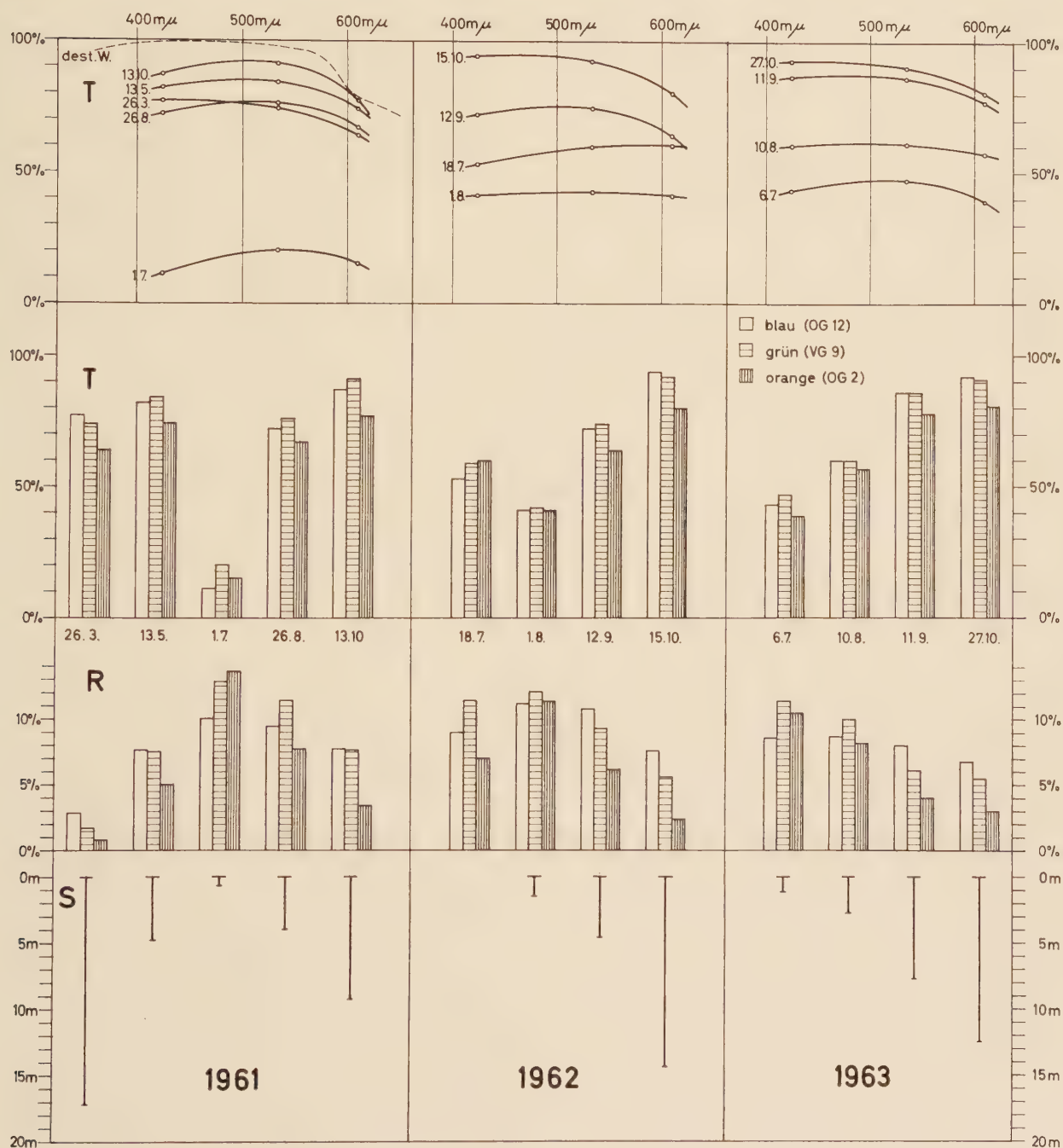


Fig. 24 Ergebnisse der Tageslichtmessungen im Oeschinensee. T = Transmission oder mittlere spektrale Lichtdurchlässigkeit für 0–5 m Tiefe in % pro m. R = Rückwärtsstreuung oder mittlere spektrale Intensität des Unterlichtes in % des Oberlichtes für 0–5 m Tiefe pro Meterschicht. S = Sichttiefe in Metern (Bestimmung mit der Secchischen Scheibe).

Zudem verändert sich die Strahlengeometrie mit zunehmender Tiefe. Genaue Messungen der Totalstrahlung wären nur möglich durch einen Kugelempfänger, in welchem dann lediglich die Kugelhelligkeit innen photometriert würde. Dabei würde das Kosinusetz hinwegfallen. Ein solcher Empfänger ist aber nicht leicht zu konstruieren.

d) Reduktion der Transmissionswerte auf einheitliche Einstrahlungsverhältnisse

Bei jeder Terminmessung wurde der Bewölkungsgrad, die Sonnenhelligkeit und die Tageszeit notiert. Die Sonnenhöhen wurden mit Hilfe eines astronomischen Jahrbuches berechnet. Die hierbei auftretenden Unterschiede sind, solange es sich um Sonnenstände von mehr als 35° handelt, gering und können deshalb vernachlässigt werden. Reduktionen nach der Whitney'schen Methode auf eine Sonnenhöhe von 45° wurden nur dann vorgenommen, wenn die Messungen bei Sonnenhöhen von 25–35° oder mehr als 60° erfolgten, was selten geschah. Tab. 27 gibt einen Überblick über die vorzunehmenden Reduktionen bei verschiedenen Sonnenhöhen und Durchlässigkeiten der Strahlung. Dazu ist noch zu sagen, daß bei zunehmender Bewölkung die Reduktionen kleiner werden, weil die mittlere Weglänge bei zunehmender Himmelsstrahlung bei allen Sonnenständen allmählich gegen 118,5 cm strebt. Deshalb empfehlen F. SAUBERER und F. RUTTNER (1941) Tageslichtmessungen bei ganz bedecktem Himmel durchzuführen. Solche Messungen haben den Vorteil, direkt untereinander verglichen werden zu können. Ferner sind solche von der Tageszeit unabhängig. Störungen durch den Wellengang fallen fast ganz weg, und schon in der obersten Meterschicht sind gute Messungen möglich.

Tabelle 27: Reduktion der Transmission bei kleinster Himmelsstrahlung (Bewölkung = 0). Die positiven, bzw. negativen Zahlen sind zu den Zahlen zu addieren, die oben in den Kolonnen stehen

Sonnenhöhe Grad	Mittl. Weglänge für 1 m Wasserschicht cm	Gemessene Transmission in %							
		20	30	40	50	60	70	80	90
20	141,8	+ 6	+ 7	+ 7	+ 6	+ 6	+ 4	+ 3	+ 1
30	131,5	+ 3	+ 4	+ 4	+ 4	+ 3,5	+ 2	+ 2	+ 0,5
40	122,4	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1	+ 0
50	114,0	— 1	— 2	— 2	— 1	— 1	— 1	— 0	— 0
60	107,9	— 5	— 4	— 3	— 3	— 2	— 2	— 1,5	— 1

3. Meßergebnisse

a) Die Lichtdurchlässigkeit oder Transmission

Die Transmission schwankt innerhalb eines Jahres ganz beträchtlich (siehe Fig. 24). Am kleinsten ist sie während des Sommers, vor allem in der zeitlichen Folge der Schneeschmelze, die dem See eine große Menge von Schwebestoffen zuführt. Das Minimum wird erst erreicht, wenn der Höchstwert der Schneeschmelze bereits überschritten worden ist. So finden wir die kleinsten Durchlässigkeitswerte erst im Juli, im Jahre 1962 sogar erst anfangs August. Diese fallen zusammen mit den kleinsten gemessenen Sichttiefen und den größten Beträgen an Unterlicht. (Die Messung vom 1. Juli 1961 ist ein typisches Beispiel dafür.)

Die Transmission nimmt dann gegen den Herbst (siehe Fig. 24, 1963) rasch wieder zu und erreicht schon im Oktober Höchstwerte. Am 26. März 1961 führte ich eine Strahlungsmessung unter der Eisdecke durch. Ich war nicht wenig erstaunt, in jenem Zeitpunkt eine kleinere Durchlässigkeit festzustellen als im Spätherbst. Diese Tatsache wurde bestätigt durch eine frühere Messung unter dem Eis. Am 28. Februar 1960 betrug die Durchlässigkeit für blaues Licht (BG 12) 76 %, für grünes (VG 9) 74 % und für oranges (OG 2) nur 50 % bei einer gemessenen Sichttiefe von 15,68 m! Die entsprechenden Unterlichtswerte waren 1,5 % im blauen, 1,0 % im grünen und 0,3 % im orangen Spektralbereich. Die größten Sichttiefen fallen also nicht mit der maximalen Transmission zusammen, sondern mit den minimalen Unterlichtswerten; ein kleiner Hinweis dafür, daß die Transparenzverhältnisse in einem See nicht allein durch die Sichttiefenbestimmung mit der Secchi'schen Scheibe erfaßt werden können.

In der spektralen Zusammensetzung wird das eindringende Licht wenig verändert. Deshalb zeigen die Durchlässigkeitskurven in Fig. 24 generell einen flachen Verlauf und gleichen der Transmissionskurve von destilliertem Wasser mit der bekannten Extinktionszunahme im Bereich größerer Wellenlänge. Allein schon

diese Tatsache läßt die große Armut an Nährstoffen vermuten, zeigen doch die eutrophierten Seen große farbselektive Extinktionsschwankungen, besonders im kurzwelligen Spektralgebiet. F. RUTTNER (1962) hält auf Seite 30 fest: «Für die Charakterisierung der Seen sind daher vor allem die Transmissionswerte im kurzwelligen Bereich (etwa im Blau) besonders geeignet.»

Tabelle 28: Mittlere spektrale Lichtdurchlässigkeit für 0–5 m Tiefe in % pro Meter, gemessene Sichttiefe und Intensität des Unterlichtes in % des Oberlichtes, 1961–1963

Datum	Durchlässigkeit optischer Schwerpunkt			Sichttiefe	Unterlicht optischer Schwerpunkt		
	423 m μ	533 m μ	610 m μ		423 m μ	533 m μ	610 m μ
26. 3. 1961	77	74	64	17,25	2,8	1,7	0,8
13. 5. 1961	82	84	74	4,80	7,6	7,5	5,0
1. 7. 1961	11	20	15	0,71	10,0	12,8	13,6
26. 8. 1961	72	76	67	3,95	9,4	11,4	7,7
13. 10. 1961	87	91	77	9,25	7,7	7,6	3,4
18. 7. 1962	53	59	60	—	9,0	11,4	7,0
1. 8. 1962	41	42	41	1,51	11,2	12,1	11,4
12. 9. 1962	72	74	64	4,61	10,8	9,3	6,2
15. 10. 1962	94	92	80	14,40	7,6	5,6	2,4
6. 7. 1963	43	47	39	1,20	8,6	11,4	10,5
10. 8. 1963	60	60	57	2,77	8,7	10,0	8,2
11. 9. 1963	86	86	78	7,75	8,0	6,1	4,0
27. 10. 1963	92	91	81	12,5	6,8	5,5	3,0

Von einem ausgesprochenen Durchlässigkeitsmaximum im grünen bis gelben Spektralbereich, wie es bei den meisten Seen der Fall ist, kann hier nicht die Rede sein.

Die oben erwähnten Tatsachen beim Oeschinensee lassen auf ein Minimum von gelösten Substanzen schließen. Die spektral gleichmäßige Extinktion des Lichtes im Oeschinensee, welche dem Betrage nach im Verlaufe eines Jahres stark schwankt, ist nur auf mineralische Trübungsstoffe zurückzuführen. In diesem Zusammenhang verweise ich auf die Fig. 15 und 16 sowie auf die Ergebnisse, die ich im Kapitel über den Schwebestoffhaushalt des Oeschinensees dargelegt habe. Leider habe ich in den Jahren 1961 und 1962 keine Schwebestoffbestimmungen durchführen können.

b) Das Unterlicht und die Entstehung der wahren Farbe

Unter «wahrer Farbe» versteht man den Farbeindruck, der ohne Reflexion und Spiegelung der Umgebung, ohne Durchschimmern des Seegrundes usw., zustande käme (im Gegensatz zur «scheinbaren Farbe»). Die wahre Farbe entspricht somit der spektralen Zusammensetzung des Unterlichtes, das aus dem See austritt.

Im gleichen Maß wie die Transmission, aber gegensinnig, schwankt auch das Unterlicht im Oeschinensee im Verlaufe eines Jahres ganz beträchtlich. Die höchsten Werte werden bei maximalem Schwebestoffgehalt des Sees erreicht, wie zum Beispiel am 1. Juli 1961 und 6. Juli 1963 (siehe Fig. 24), die kleinsten im Frühjahr vor Beginn der Schneeschmelze (26. März 1961).

Intensität und spektrale Zusammensetzung des Unterlichtes sind abhängig vom Ausmaß der Zerstreuung des Lichtes an den Wassermolekülen, an gelösten Substanzen und suspendierten Partikeln sowie von der Reflexion an größeren, im Wasser schwebenden Teilchen. Bei der Wellenlänge von 470 μ m ist die Streuung im reinen Wasser am größten und die Absorption am kleinsten, weshalb auch die Farbe des reinen Wassers blau ist. Die Streuung bzw. Reflexion an Schwebeteilchen kann neutral oder farbselektiv sein. Allerfeinste Partikel zerstreuen das Licht der verschiedenen Wellenlängen nicht gleich stark, sondern jenes der kürzeren stärker. Nach dem Gesetz von RAYLEIGH erfolgt die Zerstreuung umgekehrt proportional der 4. Potenz der Wellenlänge. Bei steigendem Schwebestoffgehalt und zunehmender Teilchengröße wird das RAYLEIGHsche Gesetz aber ungültig, und die Zerstreuung liefert immer mehr weißliches Licht.

Diese Erscheinungen sind am Oeschinensee im Verlaufe eines Jahres gut zu beobachten. In der Zeit der Massenzufuhr von mineralischen Schwebestoffen, also im Sommer, vermittelt der See einen graugrünen bis weißlichen, oft intensiv leuchtenden Farbeindruck. Gegen den Herbst nimmt der Schwebestoffgehalt im See (siehe Fig. 15 und 16) allmählich ab. In den oberflächlichen Wasserschichten befinden sich nur noch die feinsten Teilchen in der Schwebel. Die Farbzerstreuung wird immer mehr selektiv, der kurzwellige Anteil

am Unterlicht überwiegt, und damit geht die Seefarbe allmählich in das wunderbare Blau über, wie es besonders im Spätherbst am Oeschinensee in Erscheinung tritt. Kurz nach dem Auftauen des Sees im Frühjahr, besonders wenn in dieser Zeit noch kein starker Anstieg des Wasserstandes erfolgt, zeigt der See bei minimalem Unterlicht eine dunkle, bläuliche Farbe. Die Streuung ist nun beim fast völligen Fehlen von suspendierten Stoffen weitgehend rein molekular bedingt und deshalb sehr schwach. Optisch erscheint der See in jenem Zustand als fast «leeres», von oben gesehen beinahe schwarzes Gewässer. Der blaue Farbton kann im Oeschinensee auch nur deshalb entstehen, weil in ihm die Humusstoffe weitgehend fehlen und auch keine gefärbten Suspensionen von Phytoplankton vorhanden sind. Auch diese Tatsache verweist auf eine große Armut an organischer Produktion im Gewässer. Verschiedentlich ist auch schon die Auffassung geäußert worden, daß die Gewässer im Kalkgebirge deshalb eine auffallend blaugrüne Farbe aufweisen, weil der gelöste Kalk die Humuskolloide aus dem Wasser auszuflocken vermag. Dieser Sachverhalt dürfte beim Oeschinensee nicht von Bedeutung sein, da die Karbonathärte des Seewassers erstaunlich klein ist.

c) Sichttiefe und Schwebestoffmenge

In Fig. 25 habe ich den Zusammenhang zwischen Sichttiefe und Schwebestoffmenge dargestellt. Es ist erstaunlich, wie gut die wenigen Meßpunkte auf der sog. Trübstoffkurve liegen. Dies dürfte sich vor allem dadurch erklären, daß die Trübungsstoffe im Oeschinensee vorwiegend anorganischer Natur sind. Mit Sicherheit läßt sich sagen, daß eine solche Trübstoffkurve nur beschränkt Gültigkeit hat. Jedenfalls läßt sich die am Oeschinensee ermittelte Kurve nicht einfach auf einen beliebigen andern See übertragen.

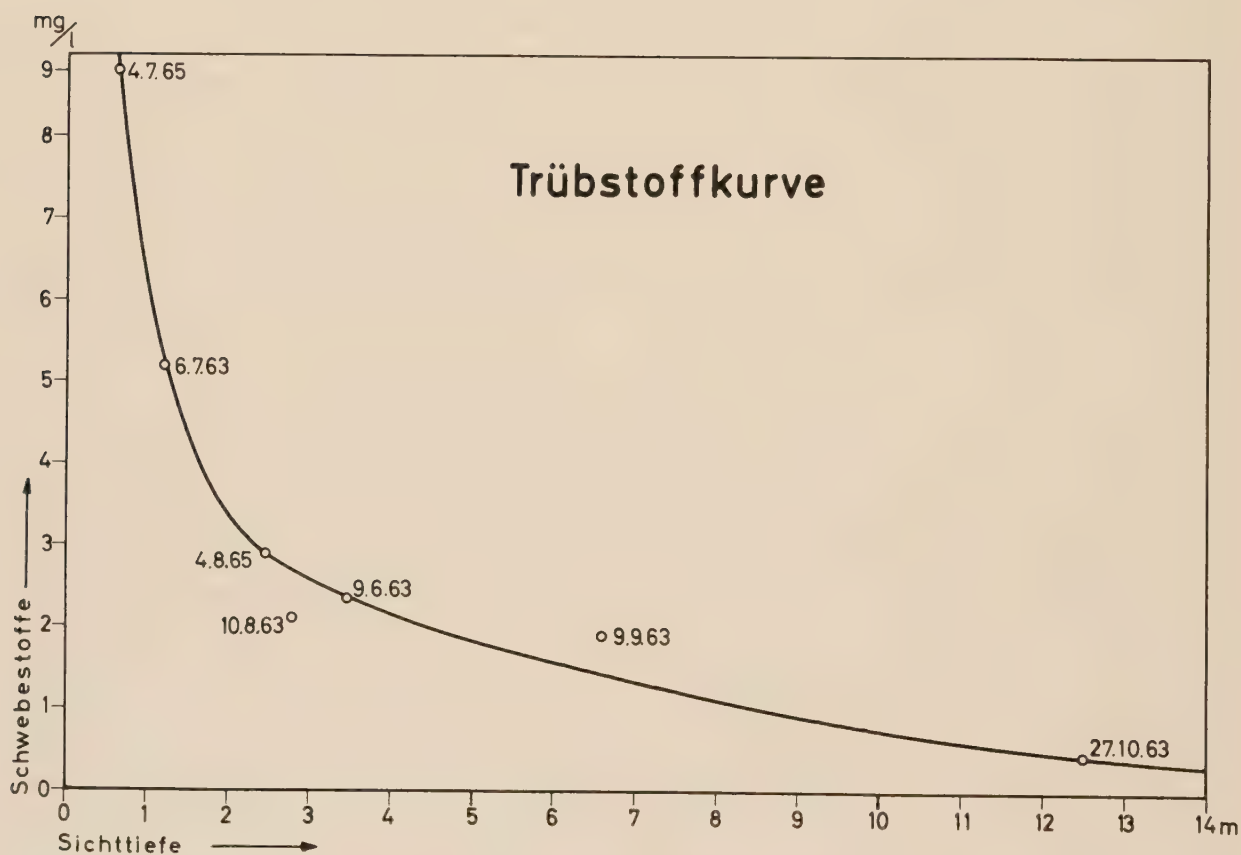


Fig. 25 Trübstoffkurve des Oeschinensees.

V. HYDROCHEMIE

A. Einleitung

Das Studium der gelösten Stoffe und ihres Umsatzes in einem See kann uns über dessen Produktionstätigkeit Aufschluß geben. In der Regel unterscheiden wir in einem See in produktionsbiologischer Hinsicht zwei grundverschiedene Räume: «Den Raum des lichtbedingten Aufbaues, die Nährschicht (trophogene Schicht), und den darunterliegenden Raum des Abbaues, die Zehrschicht (tropholytische Schicht)» (F. RUTTNER, 1962, Seite 73).

Diese Zweiteilung in einem See ist während der Sommerstagnation am meisten ausgeprägt, da die thermische Schichtung den Austausch in vertikaler Richtung weitgehend unterbindet. So kommt es in der Produktionsschicht oberhalb der Thermokline infolge der Photosynthese zu einer Anreicherung von Sauerstoff bei gleichzeitiger Abnahme des CO_2 -Gehaltes (Assimilation). Gerade umgekehrt ist es dagegen in der unteren Schicht, in welcher die sog. Dissimilation stattfindet. Die Sauerstoffkurve eines Sees kann also bereits ein zuverlässiges Produktionskriterium liefern. Aber auch die Untersuchung der Nährstoffe nach Quantum und Verteilung im See kann uns ein gutes Bild über die Produktionsverhältnisse vermitteln. Diese Nährstoffe bestimmen primär die Fruchtbarkeit eines Sees. Beim eutrophen Gewässer sind sie reichlich vorhanden; dystrophe und oligotrophe Gewässer sind gekennzeichnet durch Nährstoffarmut. Besonders die Nährstoffdifferenz zwischen trophogenem und tropholytischem Raum am Ende einer Sommerstagnation gestattet uns, Rückschlüsse auf das Ausmaß der Produktion in einem See zu ziehen. Ich beschränkte mich auf die Untersuchung von Nitrat und Phosphat, weil diese Nährstoffe meist zuerst in der produzierenden Schicht aufgezehrt werden. Im weiteren kann der Kaliumpermanganatverbrauch ein Indikator für die vorhandene Menge an organischer Substanz in einem See sein.

Der Gesamtgehalt des Wassers an gelösten, festen Stoffen wird am besten durch die Messung des elektrolitischen Leitvermögens ermittelt. Ferner führte ich Härtebestimmungen durch, wird doch ein Wasser unter chemischen Gesichtspunkten am besten durch die Härte charakterisiert. Die Karbonathärte wurde an allen geschöpften Proben ermittelt, weil mengenmäßig der Gehalt des Wassers an Karbonaten alle anderen anorganischen Bestandteile bei weitem überwiegt. Häufig wurde auch die Gesamthärte, seltener die Kalziumhärte bestimmt. Härtedifferenzen zwischen Nährschicht und Zehrschicht lassen unter Umständen auch wieder auf «biogene Entkalkung» und damit auf den Trophiegrad eines Sees schließen.

Konzentrationsunterschiede im Salzgehalt eines Sees können aber mitunter in diesem auch bewirken, daß eine bestimmte, über dem Grund stehende Wassermasse, das sog. Monimolimnion, von den jährlichen Umschichtungen in der Frühjahrs- und Herbstzirkulation nicht erfaßt wird. In diesem Fall bezeichnet man einen solchen See als meromiktisch und die austauschhemmende Wasserschicht mit dem größten Konzentrationsgefälle als Chemokline. In der Regel beobachtet man in den auf diese Weise stagnierenden Wasserschichten im Hypolimnion einen leichten Temperaturanstieg um wenige Zehntelsgrade. Da schon M. GROLL (1905) eine indirekte, thermische Schichtung während des Sommers im Oeschinensee im Jahre 1900 und 1902 festgestellt hatte und die gleiche Erscheinung am 11. Juni 1962 sowie am 4. Juli 1965 (siehe Fig. 20) wahrgenommen wurde, vermuteten wir anfänglich Meromixie und führten deshalb mehrere Reihenuntersuchungen über den Salzgehalt im Oeschinensee durch.

B. Untersuchungsmethodik

1. Die Probeentnahme

Die Proben wurden jeweils am gleichen Ort entnommen, wo die thermischen und optischen Messungen stattfanden, das heißt in der Seemitte. Das Ruderboot wurde in den meisten Fällen verankert. Die Entnahme der Wasserproben aus dem See geschah mit Hilfe einer Schöpfflasche nach P. NYDEGGER (1957). Dabei verwendete ich für alle Messungen das gleiche zweiaderige, elektrische Kabel, das mit Metermarken versehen war. Alle Messungen wurden somit in den entsprechenden Wasserhorizonten durchgeführt, was bei einer feineren Stratifikation der Wassermassen von Bedeutung ist. In der Regel schöpfte ich fünf Wasserproben; eine aus der Oberfläche, je eine oberhalb und unterhalb der Sprungschicht, eine aus der Mitte des Hypolimnions und eine aus der Tiefe, wenige Meter über dem Seegrund.

2. Zur Sauerstoffbestimmung

Die Sauerstoffwerte wurden mit der bewährten Methode nach L. W. Winkler ermittelt. Bei der Berechnung der Sauerstoff-Sättigungskonzentration hielt ich mich an die Empfehlungen von H. SCHMASSMANN (1956), wobei die Rechenscheibe, der O₂-Kalkulator von R. BURKHARD (1956), eine rasche Umrechnung ermöglichte.

Um eine lückenlose Sauerstoffkurve im See aufzunehmen, verwendete ich ein selbstgebautes, elektrisches Sauerstofflot. Dieses bestand aus zwei plattenförmigen Elektroden aus Gold (0,5 cm²) und Zink (2 cm²) mit 11 mm Abstand. Ich erzielte dabei weniger gute Ergebnisse, so daß ich auf die Wiedergabe der Sauerstoffkurven verzichtete. Die Kurve ließ sich, trotz Berücksichtigung der Temperatur, nur in seltenen Fällen auf die absoluten, durch die chemische Analyse bestimmten Sauerstoffwerte einpassen, die anhand der geschöpften Wasserproben aus verschiedenen Tiefen gewonnen wurden. Im übrigen verweise ich auf die Arbeit von H. AMBÜHL (1955), in welcher die methodischen Schwierigkeiten des elektrischen Sauerstofflots umfassend dargestellt werden.

3. Chemische Analysen

- a) Die Reihenuntersuchungen an den Wasserproben der Terminmessungen vom 5. Mai, 6. Juli, 10. August und 27. Oktober 1963 sowie vom 6. August 1964 wurden unter der Leitung von Herrn Dr. H. Zschaler, Chemiker, im Kantonalen Gewässerschutzlabor in Bern durchgeführt (siehe Tab. 29). An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. Zschaler und seinem Kollegen, Herrn Dr. Nef, Biologe, für die mir gewährten Unterstützungen, für ihr rege bekundetes Interesse an meiner Arbeit sowie für ihre wertvollen Ratschläge bestens danken.
- b) Die Bestimmung der Karbonathärte an den übrigen Wasserproben führte ich durch Titration von 100 cm³ Untersuchungswasser, dem 4 Tropfen Methylorange-Lösung zugegeben worden war, mit 0,1 n Salzsäure bis zur ersten Farbänderung von Gelb nach Orange aus.

C. Diskussion der Ergebnisse

1. Die Sauerstoffverhältnisse

Mit dem beschriebenen elektrischen Sauerstofflot habe ich im Oeschinensee zu verschiedenen Jahreszeiten Sauerstoffkurven aufgenommen. Meistens verliefen sie orthograd, das heißt der Sauerstoffgehalt in der ganzen Wassersäule war nahezu gleich. Zweimal habe ich die Wassermasse auch unter dem Eise im Frühjahr, am 28. Februar 1960 und 26. März 1961, nach Sauerstoff abgetastet. Dabei habe ich von oben bis unten fast völlige Sauerstoffsättigung festgestellt. Allein schon diese Tatsache läßt auf eine sehr geringe organische Produktion schließen. In der Wasserschicht von 5–15 m Tiefe traten im Sommer gelegentlich schwache Übersättigungen auf. In dieser Schicht dürfte sich vermutlich Plankton finden lassen, wenn auch nur in schwacher Verbreitung. Auffallend ist ferner die durchgehende Übersättigung des Oberflächenwassers (siehe Tab. 29). Ein Sauerstoffschwund in der Tiefe ließ sich nie nachweisen. Die niederen Werte von 5,0 mg/l in 55 m Tiefe am 10. August und 5,6 mg/l in 50 m Tiefe am 27. Oktober des Jahres 1963 sind dadurch zu erklären, daß die beiden Wasserproben unmittelbar über dem Seegrund gefaßt wurden. Wenn man für Forellenarten einen Grenzwert von 5 mg/l Sauerstoffgehalt annimmt, darf also füglich behauptet werden, daß die Kanadische Seeforelle im Oeschinensee, die sich vorwiegend in der Tiefe aufhält, bis auf den Grund genügend Sauerstoff vorfindet. Der Befund der Sauerstoffverhältnisse im Oeschinensee unterstreicht den stark oligotrophen Charakter des Gewässers. Ferner geht eindeutig hervor, daß der Oeschinensee nicht meromiktisch ist, sonst müßte sich ja ein hochgradiger O₂-Schwund im Hypolimnion nachweisen lassen.

2. Nitrat und Phosphat

Die gemessenen Nitratwerte vom 5. Mai 1963 sind überdurchschnittlich hoch. Ich frage mich, ob es sich hier nicht um einen Meßfehler handelt. F. RUTNER (1962) schreibt auf Seite 107: «Auch im oligotrophen See ist das Nitrat, außer gelegentlichen Spuren von Nitrit und Ammonium, von der Oberfläche bis zum Grunde die weitaus vorherrschende, anorganische Stickstoffverbindung. Während der Sommerstagnation ist eine Schichtung deutlich erkennbar, und zwar infolge eines allmählichen Verbrauches im Epilimnion.»

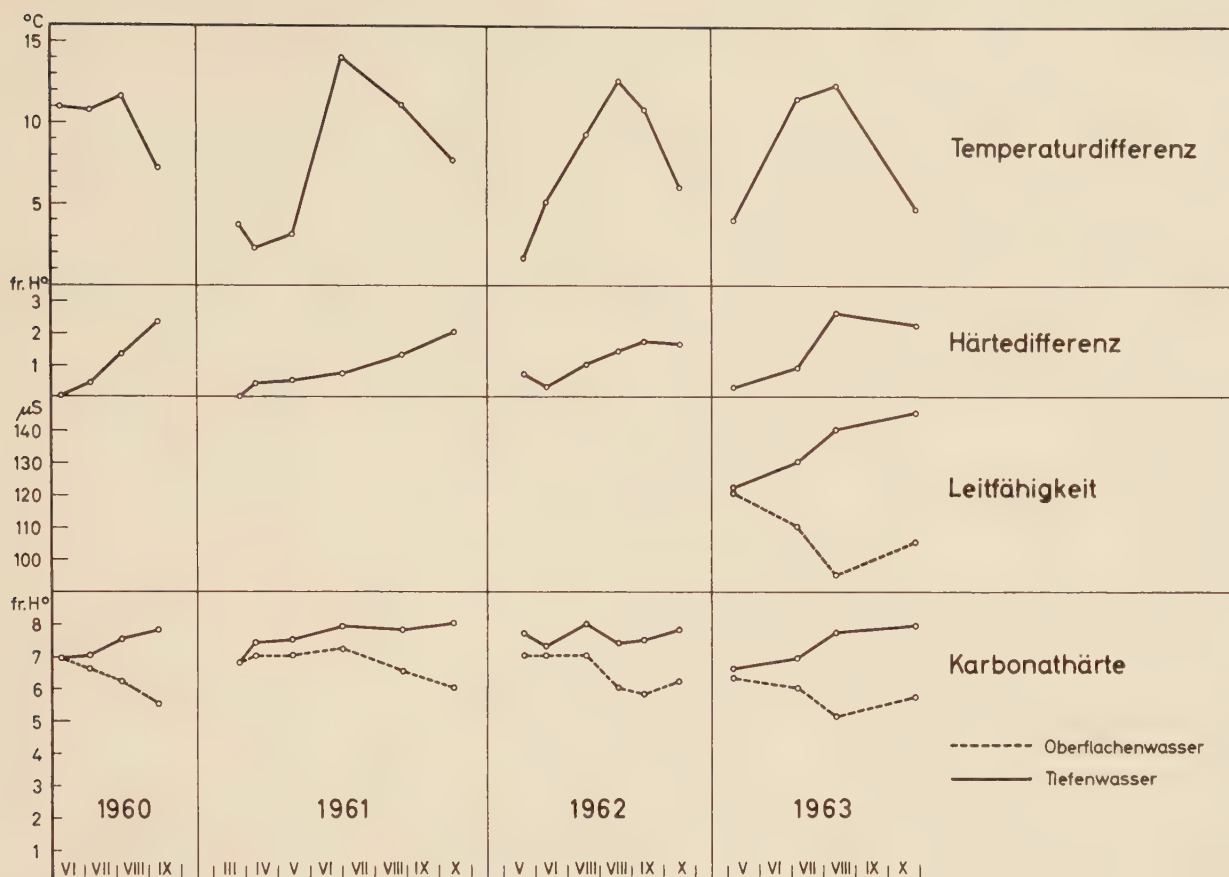


Fig. 26

Diese Schichtung geht am deutlichsten aus der Messung vom 10. August 1963 hervor. Am 6. August 1964 war sie indessen überhaupt nicht vorhanden. Völliger Schwund des Nitrates im Epilimnion, wie er in extrem eutrophen Gewässern vorkommt, trat niemals ein.

Beim Phosphat kann uns die Differenz des Gehaltes zwischen der Zehrschicht und der Produktionsschicht, oder der Aufbrauch in der Produktionsschicht nicht interessieren, ist doch ein solcher im Oeschinensee überhaupt nicht feststellbar. Merkwürdig ist vielmehr, daß im Frühjahr während der Schneeschmelze, kurz nach dem Auftauen des Sees, eine deutliche Phosphatmenge nachgewiesen werden kann, und zwar in allen Schichten (Frühjahrszirkulation). Diese verschwindet dann allmählich während des Sommers bis zur Spurenmenge. Nun ist ja bekannt, daß Planktonalgen mehr als das Zehnfache des in ihnen normalerweise vorhandenen P zu speichern vermögen. Für die Erklärung des Phosphatschwundes im ganzen See können diese Planktonalgen aber nicht herangezogen werden. Daß im Frühjahr die größte Phosphatkonzentration im See auftritt, geht wohl auf die Zufuhr des P in den Schmelzwässern zurück. Ob sich hier auch der vom Menschen massenhaft auf den Ufern liegen gelassene Unrat auswirkt, kann ich nicht entscheiden.

3. Der Kaliumpermanganatverbrauch

Nach R. KOLKWITZ verbrauchen blaue Seen im Maximum 3 mg/l KMnO_4 , grüne 14 mg/l und braungelbe bis 30 mg/l. A. THIENEMANN sagte: «Kennt man die Eigenfarbe eines Sees, so kennt man auch seine übrigen Eigenschaften.» Im Kapitel Optik erkannten wir, daß die wahre Farbe des Oeschinensees, wie sie im Herbst nach dem Aufhören der Schwebstoffzufuhr in Erscheinung tritt, blau ist. Unsere Analysenresultate über den KMnO_4 -Verbrauch bestätigen die Regel von R. KOLKWITZ und weisen erneut auf die große Armut des Oeschinensees an organischen Substanzen hin. Der maximale Wert von 5,1 mg/l wurde am 7. August 1964 in einer Wasserprobe aus der Tiefe von 7 m (siehe Sauerstoff) bestimmt. Ein weiterer Indikator, daß in dieser Wasserschicht produktionsbiologisch im Sommer etwas geschieht.

4. Härtebestimmungen

a) Karbonathärte

Die gemessenen Karbonathärten im Oeschinenseewasser sind erstaunlich klein. Dabei herrscht doch das Kalkgestein im Einzugsgebiet des Sees bei weitem vor. Allein auf die absolute Abnahme des Kohlensäuregehaltes der Luft mit zunehmender Höhe ist das Phänomen durchaus nicht zurückzuführen. Vielmehr ist die Erklärung darin zu suchen, daß das Wasser im stark klüftigen Kalkgestein rasch versickert und wenig Möglichkeit hat, sich in den oberen Bodenschichten mit CO_2 anzureichern. Zudem fließt es infolge der starken Böschungen im Einzugsgebiet des Oeschinensees rasch ab und findet auch so wenig Gelegenheit, in Verbindung mit der Kohlensäure der Luft Kalziumbikarbonat in Lösung zu nehmen.

Während der Sommermonate kann zudem noch eine Abnahme der Karbonathärte im Oberflächenwasser, bei gleichzeitiger Zunahme derselben im Tiefenwasser, festgestellt werden (siehe Fig. 26). Im Herbst wird diese Divergenz durch Teilzirkulation der Wassermassen im See allmählich wieder rückgängig gemacht.

Wie ist diese Erscheinung zu erklären?

Um «biogene Entkalkung» kann es sich wegen der vermuteten Armut an Phytoplankton im Oeschinensee wohl nicht handeln.

Ebenso dürfte das Phänomen auch nicht durch den Unterschied der Wassertemperaturen erklärbar sein, sonst müßten die Kurven der Härtedifferenz und der Temperaturdifferenz durchwegs gleichsinnig verlaufen, was nicht der Fall ist.

Leider habe ich an den Bächen, die in den See fließen, keine Härtebestimmungen durchgeführt. Ich vermute aber, daß in diesen im Verlaufe des Sommerhalbjahres die Karbonathärte abnimmt. Zur Zeit der Schneeschmelze haben die langsam abfließenden und oberflächlich weitverbreiteten Schmelzwasser mehr Gelegenheit, aus der Luft CO_2 aufzunehmen und damit mehr Kalziumkarbonat zu lösen. Nach der Schneeschmelze werden die Bäche nur noch von den örtlich begrenzten Rücklagen und durch die ebenfalls lokal beschränkte Gletscherschmelze gespeist. Damit sinkt die Härte der Bachwasser. Der Karbonatgehalt der Oberflächenschicht im See wird durch die zufließenden Bäche verdünnt, da sich diese ja vorwiegend mit dem Oberflächenwasser vermischen. Anders steht es in der Tiefenregion des Sees. Während des Sommers sinken die feineren, eingeschwemmten Kalkteilchen allmählich in die Tiefe und erhöhen schon damit die Karbonatkonzentration. Demnach müßte man eigentlich die Wasserproben aus der Tiefe für die Härtebestimmung vorerst filtrieren, um den Anteil des Suspendierten zu eliminieren. Zudem ist aber im Tiefenwasser, wenigstens in Bodennähe, freie, aggressive Kohlensäure vorhanden, die diese Kalkteilchen von selber löst, womit die Härte wiederum ansteigt.

b) Gesamthärte

Im Mittel betrug die Karbonathärte aller aus dem Oeschinensee analysierten Wasserproben 88,8 % der Gesamthärte (+ 3 %). Eine ebenfalls gute Korrelation erhielten wir zwischen der Karbonathärte und der spezifischen Leitfähigkeit. Die Anzahl Mikrosiemens pro cm ($10^{-6} \text{ Ohm}^{-1} \text{ cm}^{-1}$) dividiert durch die Karbonathärte in französischen Härtegraden ergab den Quotienten 18,9 ($\pm 0,7$). Selbstverständlich sind solche Verhältniszahlen auf keinen andern See übertragbar. Sie gelten nur für den Oeschinensee.

c) Chlorid

Chlorid wurde in einer Konzentration von bloß 0,1–0,3 mg/l gefunden. Bedeutender ist der Sulfatgehalt. Dieser schwankte von 4,8–9,8 mg/l.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, daß im Oeschinensee in keiner Jahreszeit eine eigentliche biogene chemische Schichtung zustande kommt.

Tabelle 29: Chemische Untersuchungen von Wasserproben aus dem Oeschinensee, ausgeführt vom Kantonalen Gewässerschutzlabor in Bern

Datum	Tiefe m	Temp. °C	O ₂ mg/l	O ₂ in % der Sättigung	pH	KMnO ₄ Verbrauch mg/l	Ammoniak mg/l	Nitrit mg/l	Nitrat NO ₃ ⁻ mg/l	Phosphat mg/l PO ₄ ³⁻	Chlorid mg/l Cl ⁻	Sulfat mg/l SO ₄ ²⁻	Karbonat- härte fr.H°	Gesamthärte fr. H°	Spez. Leit- fähigkeit 10 ⁻⁶ Ohm ⁻¹ cm ⁻¹ (20° C)	Calcium- härte fr. H°
5. 5. 63	2	3,9	—	—	—	2,4		0,01	1,4	0,07	0,1		6,3	7,2	120	6,1
	15	4,0	—	—	—	2,0		0,01	1,4	0,04	0,3		6,5	7,3	120	6,2
	33	4,0	—	—	—	2,3		0,01	1,3	0,04	0,2		6,6	7,5	122	6,3
6. 7. 63	0	15,7	10,2	129	8,05	3,3			0,6	0,04	0,3	5,2	6,0	6,6	110	5,9
	6	9,9	9,6	107	7,90	3,5			0,6	0,04	0,3	7,0	6,2	6,9	120	5,9
	20	4,3	9,8	95	7,87	2,7			0,7	0,01	0,3	9,6	6,5	7,3	128	6,2
	50	4,2	8,2	79	7,91	4,7			0,7	0,04	0,3	9,8	6,9	7,8	130	6,5
10. 8. 63	0	16,6	8,6	110		4,2			0,1	0,02			5,1	5,5	95	
	10	9,2	9,8	107		2,5			0,3	0,01			5,8	6,4	110	
	20	4,6	9,8	96		2,5			0,3	0,02			6,5	7,3	120	
	30	4,2	9,7	94		2,2			0,4	0,01			6,5	7,4	128	
	55	4,2	5,0	48		3,5			0,7	0,01			7,7	8,5	140	
27. 10. 63	0	9,0	11,2	122		4,2			0,4	neg.			5,7	6,3	105	
	10	8,8	10,1	110		3,0			0,5	neg.			5,7	6,3	108	
	20	4,6	12,1	118		2,5			0,6	neg.			6,6	7,4	122	
	35	4,3	9,5	92		2,3			0,7	neg.			6,7	7,7	128	
	50	4,3	5,6	54		2,6			0,7	neg.			7,9	8,8	145	
6. 8. 64	0	19,7	8,3	113	8,03	3,4	0,03	0,010	0,55				4,9	5,5	97	
	7	13,2	8,9	107	7,86	5,1	0,07	0,006	0,52				5,6	6,4	103	
	11	10,8	9,4	107	7,98	3,4	0,08	0,007	0,48				5,4	6,2	106	
	20	5,2	9,4	93	8,00	3,2	0,05	0,004	0,52				6,1	7,1	120	
	35	5,1	8,9	88	7,96	2,8	0,05	0,006	0,55				6,1	7,0	126	
	50	5,0	8,6	85	7,97	3,7	0,06	0,004	0,55				6,6	7,6	126	

ZUSAMMENFASSUNG

A. Geographische Lage des Oeschinensees

Der Oeschinensee liegt unter 46°30' nördlicher Breite und 7°44' östlicher Länge, auf etwa 1580 m ü. M., rund 4 km östlich von Kandersteg im Berner Oberland.

Der Gebirgssee blieb bis heute in seiner ganzen Natürlichkeit erhalten. Wegen seiner einzigartigen Schönheit und leichten Zugänglichkeit wird er jeden Sommer von zahlreichen Touristen besucht. Geologisch liegt er mit seinem Einzugsgebiet in den helvetischen Decken, zur Hauptsache in der parautochthonen Doldenhorndecke. Das Einzugsgebiet ist heute zu 31,6% vergletschert. Der Rückgang der vergletscherten Areale betrug in den drei letzten Jahrzehnten (1926–1956) 13,7%.

B. Zur Morphogenese des Oeschinensees

Es wird vermutet, daß der große und tiefe, nur nach Westen geöffnete Talkessel, in welchem der Oeschinensee liegt, auf bruchtektonischem Wege entstanden ist. Eine neue tektonische Kartierung wäre nötig, um diese Annahme zu stützen. Unter dieser Voraussetzung bestand die fluviale und namentlich die glaziale Erosion vorwiegend in einem Ausräumen der tektonisch gelockerten und zerrütteten Gesteinsmassen und weniger in einem Einschneiden und Auskolken.

Der Oeschinensee wurde durch postglaziale Bergstürze gestaut, die von der südlichen Flanke des Oeschinentales niedergingen. Er ist somit ein typischer Bergsturzsee ohne oberirdischen Abfluß.

Gestützt auf diese hypsographische Kurve des Einzugsgebietes des Oeschinensees und auf die Untersuchungen der Bergstürze im Oeschinen- und Kandertal, muß angenommen werden, daß das Oeschinental mit Bergsturmassen hoch angefüllt ist. Der anstehende Talboden wird in einer Tiefe von 200 bis 300 m vermutet. Es werden Quervergleiche zum Gasterntal gezogen, wo die Verhältnisse bekannt sind.

C. Zur Hydrologie des Oeschinensees und seines Einzugsgebietes

Auf Grund einer 35jährigen Meßperiode (1931–1965) werden die Seespiegelschwankungen des Oeschinensees untersucht. Die wichtigsten Ergebnisse sind:

1. Mittlerer Niederwasserstand (in der Regel im April) 1567.11 m ü. M.
Mittlerer Hochwasserstand (in der Regel anfangs September) 1579.31 m ü. M.
Mittlere jährliche Amplitude 12,2 m
2. Der unterirdische Seeabfluß durch den lockeren Bergsturzschutt unterliegt einer erfaßbaren Gesetzmäßigkeit. Es wird eine Abflußkurve in Abhängigkeit von der Seespiegelhöhe errechnet.
3. Es wird gezeigt, wie der unterschiedliche, jährliche Aufstau des Oeschinensees im Sommerhalbjahr vom Zusammenwirken verschiedener Klimafaktoren wie Niederschlag, Temperatur, Sonnenscheindauer usw. abhängt.
4. Die mittlere Jahresabflußmenge aus dem Oeschinensee darf mit 25 Millionen m³, die Mindestabflußmenge mit 21 Millionen m³ angenommen werden.
5. Bei vorsichtiger Schätzung der Verdunstung auf dem Oeschinensee von 500–600 mm pro Jahr und bei Annahme von 1500 mm Jahresniederschlag auf den See errechnet sich der spezifische Abfluß aus dem Einzugsgebiet zu 35–40 l/s km² (Kander–Kandersteg: 48 l/s km²). Es muß angenommen werden, daß bereits aus dem Einzugsgebiet des Sees ein zurzeit noch nicht erfaßbarer, unterirdischer Abfluß stattfindet; zahlreiche Quellaustritte im Kandertal bestätigen diese Vermutung. Die Verhältnisse konnten nicht abgeklärt werden, weil das Oeschinenseewasser für die Wasserversorgung von Kandersteg benützt wird.
6. Es muß angenommen werden, daß der Oeschinensee selber auch sublakustrische Zuflüsse hat.
7. Die im Oeschinental als Quellen aus dem Bergsturzschutt hervortretenden, unterirdischen Abflüsse des Oeschinensees wurden kartiert. Mit Temperaturmessungen konnten Rückschlüsse auf die Herkunft der Quellwasser aus dem See gezogen werden.
8. Abflußmengen des Oeschinenbaches bei Kandersteg wurden mit den errechneten Seeabflüssen in Beziehung gebracht.

9. Es wird gezeigt, wie der Oeschinensee durch den natürlichen Aufstau während des Sommers die Wasserführung des Oeschinenbaches, verglichen mit der Kander, ausgleicht.
10. Der Oeschinensee ist gut durchflutet (Durchflutungsgrad = 1,6 Jahre).

D. Zur Morphometrie des Oeschinensees und seines Einzugsgebietes

Einzugsgebiet (mit See) = 22 km², mittlere Höhe = 2476 m, Vergletscherung = 31,6 % (1956).

Meereshöhe	1579,31/1567,11 m
Oberfläche	1,178/0,884 km ²
Volumen	40,25/27,85 Millionen m ³
Maximaltiefe	56,7/44,6 m
Mittlere Tiefe	34,2/31,5 m
Größte Länge W–E	1715/1460 m
Größte Breite N–S	975/880 m

(Die erste Zahl bezieht sich auf den mittleren Hochwasserstand, die zweite auf den mittleren Niederwasserstand.)

E. Der Oeschinensee als Erosionsbasis

1. Durch Vergleich der Seegrundaufnahmen von 1901 und 1962 wurden die im Oeschinensee akkumulierten Alluvionen zu 1,16 Millionen m³ bestimmt, das heißt 19 000 m³ pro Jahr oder 910 m³ pro Jahr und pro km² des Einzugsgebietes.
 2. Hieraus errechnet sich die Zeit bis zum Verlanden des Sees zu 2000–2500 Jahren.
 3. Um differenziertere Aussagen über die Ablagerungen im Seebecken zu machen, wurden
 - a) während zweier Jahre die Sedimentation im Oeschinensee mit einem eigens dazu konstruierten Auffanggerät gemessen,
 - b) der Seegrund mittels Schlammlot nach H. ZÜLLIG (1956) an verschiedenen Stellen untersucht,
 - c) der Schwebstoffhaushalt des Oeschinensees sowie die Schwebstoffführung der Zuflüsse und Abflüsse während zweier Jahre kontrolliert und
 - d) Untersuchungen über den Zuwachs der Deltas durchgeführt.
 4. Dadurch wurden folgende Ergebnisse erzielt:
 - a) Mittlere jährliche Sedimentation auf der Schwebfläche des Oeschinensees rund 4 mm (im nassen Zustand).
 - b) Die Sedimentprofile wiesen eine schöne Jahresschichtung auf. Die mittlere Mächtigkeit betrug 3 mm (im lufttrockenen Zustand). Eine Warvenauszählung der Sedimente im Oeschinensee könnte einen interessanten Beitrag zur Geochronologie der Nacheiszeit liefern.
 - c) Der Schwebstoffinhalt des Oeschinensees schwankt zwischen 230 t (am 4. Juli 1965) und 26 t (am 27. Oktober 1963). Im Frühjahr, vor der Schneeschmelze, sinkt er praktisch auf Null. Die zufließenden Bäche führen sehr unterschiedliche Schwebstoffmengen, 1,3 bis 17 664 mg/l; die Abflüsse sind praktisch klar (0,11–1,43 mg/l). Um genaue Schlüsse zu ziehen, hätten zeitlich dichtere Meßreihen aufgenommen werden sollen.
 - d) Der Zuwachs des Berglibachdeltas beträgt rund 10 000 m³ pro Jahr, was rund die Hälfte der gesamten Jahresablagerungen im See ausmacht. Die Seegrunderhöhung fällt gegenüber dem Vorstoß der randlichen Alluvionsböden in den See hinsichtlich der Seeverlandung kaum in Betracht.
- Die Meßergebnisse wurden soweit wie möglich mit anderen Seen verglichen und diskutiert.
5. An den Sedimentproben wurden physikalische und chemische Untersuchungen durchgeführt. Es ergaben sich folgende Resultate:
 - a) Mittleres spezifisches Gewicht = 2,72.
 - b) Die Korngrößenanalyse geschah mit Hilfe der Sartorius-Sedimentationswaage, da alle Sedimentproben das feinste Sieb (0,063 mm) passierten. Die Problematik solcher Messungen wurde diskutiert. Die Sedimentproben bestanden zur Hauptsache aus Silt. Der Tonanteil ($\pm 2\mu$) betrug 10–20%.
 - c) Wie die chemischen Analysen zeigten, enthalten die Sedimentproben vorwiegend CaCO₃ (58–77 Gew.-Prozent). Zwischen den Korngrößenverteilungen und der chemischen Zusammensetzung der Sedimente bestand hinsichtlich der Tonminerale schöne Übereinstimmung, indem die Proben mit dem größten Anteil an HCl-Unlöslichem auch die größten Anteile der Kornfraktion $< 2\mu$ aufwiesen.

Ferner konnte der Zusammenhang zwischen Sediment und petrographischer Beschaffenheit des Einzugsgebietes lokal abgegrenzt werden.

Die qualitativen Analysen der Tonmineralien ($< 2\mu$) zeigten vorherrschend Illit und Chlorit, und zwar im Verhältnis 4:1 bis 3:1, ferner Calzit und etwa 5% Quarz.

Die Sedimente im Profundal des Oeschinensees können als Mergelkalk oder Kalkmergel bezeichnet werden.

6. Auf Grund der Ablagerungen im Seebecken konnten Rückschlüsse auf das Größenmaß der Abtragung im Einzugsgebiet des Oeschinensees gezogen werden. Die mittlere jährliche Erniedrigung des Einzugsgebietes beträgt rund 1 mm unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Raumgewichte von abgetragenen und akkumulierten Gesteinsmassen.

Aus dem relativ kleinen Anteil der feinsten Alluvionen im Seebecken wird vermutet, daß die schleifende, hobelnde Erosion der Gletscher, die Detersion, sehr gering ist.

7. Es wird postuliert und zu erklären versucht, daß im Verlauf des Quartärs die Abtragungsvorgänge in den Alpen während der Zeiten maximaler und minimaler Vergletscherungen am kleinsten waren und jeweils einen Höchstwert in den Übergangszeiten von Glazial zu Interglazial und Interglazial zu Glazial erreichten.

F. Der Oeschinensee in limnologischer Sicht

1. Thermik

- a) Zur Aufnahme der Temperaturprofile im See wurde ein Thermoelement eigener Konstruktion verwendet.
- b) Der jahreszeitliche Temperaturverlauf im Oeschinensee wurde in den Jahren 1960–1965 verfolgt und der Einfluß der wichtigsten Faktoren abgeschätzt.
- c) Der Wärmegewinn des Oeschinensees beträgt in der Zeit von Mitte Mai bis Mitte August rund 160 Millionen t cal oder 160 t cal/m². Daran ist zu mehr als 50% der aus der Atmosphäre in den See hinein gerichtete Wärmestrom beteiligt.
- d) Im Oeschinensee kommt es zu keiner Ausbildung einer eigentlichen Sprungschicht mit Sommerstagnation. Gelegentlich ist im Sommer eine Oberflächensprungschicht zu beobachten. Eine Erwärmung der tieferen Schichten findet ebenfalls nicht statt, da der See eine windgeschützte Lage hat und die Wärmezufuhr gerade ausreicht, um das reichlich zufließende, kalte Wasser aus der Schnee- und Gletscherschmelze um einige Grade zu erwärmen. Eine Erwärmung der tieferen Schichten ist erst mit dem Eintreten der Herbstzirkulation feststellbar. Die Grenze zwischen dem homothermen Hypolimnion und polythermen Epilimnion befindet sich im Sommer in der Regel auf Kote 1560 m.
- e) Dank dem unterirdischen Abfluß wird dem See durch die abfließenden Wasser wenig Wärme entzogen. Trotzdem beträgt die maximale Oberflächentemperatur im Sommer selten mehr als 16°C. (Maximalwert: 19,7°C am 6. August 1964, Minimalwert: 12,9°C am 4. August 1965.)
- f) Der Oeschinensee gehört zu den holomiktischen und temperierten Seen.
- g) Die Tiefentemperaturen weichen während eines Jahres bloß 0,3–0,7°C voneinander ab.
- h) Der Oeschinensee ist im Mittel während fünf Monaten zugefroren (Dezember bis Mai).

2. Optik

- a) Die methodischen Schwierigkeiten der Tageslichtmessungen unter Wasser werden bei der Beschreibung eines neuen Unterwasser-Photometers nach einer Eigenkonstruktion von Dr. P. Nydegger diskutiert. Im Kapitel «Schwebestoffhaushalt des Oeschinensees» wurde ebenfalls ein neues Transmissions-Meßgerät, konstruiert von Dr. P. Nydegger, beschrieben. (Letzteres Meßgerät diente zur Aufnahme der Schwebestoffverteilung im Oeschinensee.)
- b) Die Durchlässigkeit des Oberlichts in % pro Meterschicht sowie die Intensität des Unterlichts in % des Oberlichts wurde in der Regel von 0–5 m Tiefe in drei verschiedenen Spektralbereichen (blau, grün, orange) gemessen. Die Durchlässigkeit schwankt innerhalb eines Jahres beträchtlich. Die minimalen Werte fallen zusammen mit den kleinsten gemessenen Sichttiefen (0,71 m am 1. Juli 1961) und den größten Beträgen an Unterlicht in der Zeit des maximalen Schwebestoffinhaltes des Oeschinensees. Die Transmissionswerte zeigen wenig farbselektive Extinktion des Lichtes an, was einerseits auf die Armut von organischen und gelösten Substanzen, andererseits dagegen auf das Vorhandensein von fast ausschließlich mine-

ralischen Trübungsstoffen hinweist. Nach dem Absinken dieser suspendierten Partikel im Spätherbst nähert sich die Transmissionskurve immer mehr derjenigen von destilliertem Wasser. In dieser Jahreszeit kommt die intensive blaue Farbe des Oeschinensees zustande, vor allem auch deshalb, weil das RAYLEIGHsche Gesetz infolge der nur noch feinsten vorhandenen Schwebestoffe gültig wird. Die größten gemessenen Sichttiefen fallen mit dem minimalsten Unterlicht im Frühjahr unter der Eisdecke zusammen (17,25 m am 26. März 1961). Zur Zeit des größten Schwebestoffinhalts ist das Unterlicht in allen Spektralbereichen sehr intensiv, wodurch der helle, graugrüne bis weißliche Farbeindruck des Sees bewirkt wird.

- c) Für den Oeschinensee konnte eine befriedigende Trübstoffkurve gefunden werden, welche die Abhängigkeit der Sichttiefe von der Schwebestoffmenge aufzeigt.

3. Chemismus

- a) Versuche mit einem selbstgebauten, elektrischen Sauerstofflot ergaben nicht recht befriedigende Resultate.
- b) Der Oeschinensee ist durch das ganze Jahr, auch unter der Eisdecke, reich an Sauerstoff. Damit wird erneut auf seinen oligotrophen, holomiktischen Charakter hingewiesen.
- c) Eine biogene chemische Schichtung, namentlich durch Untersuchung der Nährstoffverhältnisse und des KMnO_4 -Verbrauchs, ist im Oeschinensee nicht nachweisbar. Der KMnO_4 -Verbrauch schwankt zwischen 2,0 und 5,1 mg/l, der Nitratgehalt zwischen 0,1 und 1,4 mg/l und der Phosphatgehalt zwischen den Spuren-mengen von 0 bis 0,04 mg/l.
- d) Im Verlaufe des Sommers nimmt die Gesamthärte und Karbonathärte sowie die spezifische Leitfähigkeit des Oberflächenwassers ab, der Salzgehalt des Tiefenwassers zu. Es wird dafür eine Erklärung gegeben.
- e) Die mittlere Karbonathärte des Oeschinenseewassers ist erstaunlich klein. Sie beträgt im Mittel 6,2, die mittlere Gesamthärte 7,1 und die mittlere Calciumhärte 6,2 franz. Härtegrade. Der Gehalt an Chlorid wurde zu 0,1–0,3 mg/l, an Sulfat zu 4,8–9,8 mg/l bestimmt.

LITERATURVERZEICHNIS

- ADRIAN, H. (1915): *Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland*. Diss. phil. (Bern). Eclogae geol. Helv. Vol. 13, H. 3.
- (1938): *Geologie in «Das Frutigbuch», Heimatkunde für die Landschaft Frutigen* (Bern).
- AMBÜHL, H. (1955): *Die praktische Anwendung der elektrochemischen Sauerstoffbestimmung im Wasser*. Schw. Zeitschr. f. Hydrologie, Vol. 17.
- ANNALEN der Schweiz. Meteorolog. Zentralanstalt.
- BACHMANN, H. (1927): *Das Phytoplankton der Pioraseen nebst einigen Beiträgen zur Kenntnis des Phytoplanktons schweizerischer Alpenseen*. Zeitschr. f. Hydrologie, 4. Jg., H. 3 und 4.
- BACHOFEN, R. (1960): *Stoffhaushalt und Sedimentation im Baldegger- und Hallwilersee*. Diss. phil. (Bern).
- BARTH, T. F. W. – CORRENS, C. W. – ESKOLA, P. (1960): *Die Entstehung der Gesteine* (Berlin).
- BATEL, W. (1960): *Korngrößenmeßtechnik* (Berlin).
- BECK, P. (1929): *Vorläufige Mitteilung über die Bergstürze und den Murgang im Kandertal (Berner Oberland)*. Eclogae geol. Helv. Vol. 22.
- (1952): *Neue Erkenntnisse über die Bergstürze im Kandertal*. Eclogae geol. Helv., Vol. 45.
- BERGER, H. (1963): *Zur Geomorphologie alpiner Stauräume*. Mitt. d. Nat. wiss. Vereins f. Steiermark, Bd. 93.
- BERICHT der Schweiz. Gletscherkommission. Verh. Schweiz. Natf. Ges.
- BILLWILLER, R. (1957): *Kurzfristige Klimaschwankungen und Stand der Alpengletscher*. «Die Alpen», Jg. 33.
- BIRGE, E. A. (1929–1932): *Transmission of solar radiation by the waters of inland lakes*. Transact. Wisc. Acad. Madison (4 Veröffentl.).
- BOURRIT (1781): *Descriptions des Alpes pennines* (Genf).
- BRÜCKNER, E. (1909): *Zur Thermik der Alpenseen und einiger Seen Nordeuropas*. Geogr. Zeitschr., Bd. 15.
- BÜREN, G. VON (1938): *Der Amsoldingersee*. Mitt. d. Naturf. Ges. in Bern.
- COLLET, L. W. (1916): *Le charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse*. Annales der Schweiz. Landeshydrographie (Bern), Bd. 11.
- (1925): *Les lacs. Leur mode de formation, leur destin* (Paris).
- DRYGALSKI, E. und MACHATSCHKE, F. (1942): *Gletscherkunde* (Wien).
- DUSSART, B. (1955): *La température des lacs et ses causes de variations*. Verhandl. d. Int. Verein. f. theor. und angew. Limnol. Bd. 12.
- ECKEL, O. (1950): *Über die numerische und graphische Ermittlung der Stabilität von Gewässern nach W. Schmidt*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 12.
- ERTEL, H. E. (1954): *Theorie der thermischen Sprungschicht in Seen*. Acta Hydro-phys. 1.
- FINDENEGG, I. (1933): *Alpenseen ohne Vollzirkulation*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Bd. 28.
- (1955): *Trophiezustand und Seetypen*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 17.
- FISCH, W. und MÜNGER, O. (1935): *Geoelektrische Sondierungen für die Zwecke der Bautechnik*. Schweiz. Baumeisterzeitung (Hoch- und Tiefbau), Zürich, Nr. 14.
- FOREL, F. A. (1901): *Handbuch der Seenkunde* (Stuttgart).
- FÜCHTBAUER, H. (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine*. «Erdöl und Kohle», 12. Jg., Nr. 8.
- GAMS, H. (1930): *Zur Schlammnomenklatur*. Arch. f. Hydrobiol., Bd. 21.
- GEYER, O. F. und GWINNER, M. P. (1964): *Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg* (Stuttgart).
- GÖTZINGER, G. (1911/12): *Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Suppl.
- GRIMAS, U. und NILSSON, N. A. (1962): *Nahrungsfauuna und Kanadische Seeforelle in Berner Gebirgsseen*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 24.
- GROLL, M. (1905): *Der Oeschinensee*. Diss. phil. (Bern 1904). Jahresber. d. Geogr. Ges. von Bern, Bd. 19.
- HAGERMAN, T. und NYSTRÖM, L. (1952): *Impregnering av porösa material med plast för mikroundersökningar*. Geol. För. i Stockholm.
- HALBFASS, W. (1923): *Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde* (Berlin).
- HEIM, Alb. (1900): *Über Schlammabsatz im Vierwaldstättersee*. Vierteljahrsschr., d. Natf. Ges. in Zürich, Bd. 45.
- *Beweis der Einbruch im Lötschbergstunnel glaziale Übertiefung des Gasterntales?* Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. in Zürich, Bd. 53.
- HOFER, F. (1952): *Über die Energieverhältnisse des Brenzersees*. Diss. phil. (Bern). Beitr. z. Geol. d. Schweiz – Geotechn. Serie – Hydrologie, Lieferung 7.
- HUMMEL, K. (1923): *Über Sedimentbildung im Bodensee*. Geol. Archiv, Bd. 2.
- HUTCHINSON, G. E. (1957): *A treatise on Limnology*. Vol. 1 (New York).
- HYDROGRAPHISCHES JAHRBUCH DER SCHWEIZ, hrsg. vom Eidg. Amt f. Wasserwirtschaft (Bern).
- HYDROLOGISCHE KOMMISSION, Katalog der Publikationen.
- JAAG, O. und MÄRKI, E. (1964): *Untersuchungen über die Trübungsverhältnisse, die Transparenz und die Wasserfarbe in schweizerischen Gewässern*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 26.
- JÄCKLI, H. (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. Beitr. z. Geol. d. Schweiz – Geotechn. Serie, Lieferung 36.
- JOST, W. (1949): *Gletscherschwankungen*. «Die Alpen», Bd. 25.
- KASSER, P. und MÜLLER, W. (1960): *Über die Gletscheränderungen seit 1900 in den Schweizer Alpen mit Hinweisen auf die Bedeutung für die Wasserwirtschaft*. «Wasser- und Energiewirtschaft», Jg. 52, H. Nr. 8/10.
- KEIL, K. (1951): *Ingenieurgeologie und Geotechnik* (Halle).
- KLEBELSBERG, R. VON (1949): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie* (Wien).
- (1949): *Die Tiefe der Alpentäler*. «Die Alpen», Bd. 25.
- KLEEREKOPER, H. (1957): *Une étude limnologique de la chimie des sédiments de fond des lacs de l'Ontario méridional, Canada*.
- KLOPFENSTEIN, H. (1962): *Berner Wanderbuch 11 – Kandertal* (Bern).

- KÖSTER, E. (1960): *Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse* (München).
- (1964): *Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen* (Stuttgart).
- KRAPF, P. (1919): *Die Schwemmstoffführung des Rheins und anderer Gewässer* (Wien).
- KREBS, J. (1929): *Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe*. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz.
- LAUSCHER, F. (1941): *Lichtmessungen in einigen Hochgebirgsgewässern der Ostalpen*. Archiv f. Hydrobiol., Bd. 37.
- (1955): *Sonnen- und Himmelsstrahlung im Meer und in Gewässern*. Handbuch der Geophysik (Berlin).
- LUGEON, J. – SCHÜEPF, M. – UTINGER, H. (1960): *Die klimatischen Verhältnisse der letzten fünfzig Jahre*. «Wasser- und Energiewirtschaft», H. 8–10.
- LÜTSCHG, O. (1926): *Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes*. Verbandsschrift Nr. 14 des Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes (Zürich).
- (1926): *Beobachtungen über das Verhalten des vorstoßenden Allalingletschers im Wallis*. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 14.
- (1933): *Beobachtungen über das Verhalten des vorstoßenden Oberen Grindelwaldgletschers im Berner Oberland*. Verh. d. Schweiz. Natf. Ges. (Thun).
- (1944–1954): *Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges*. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie, Nr. 4, Bd. 1–2.
- (1946): *Über die Verdunstungsgröße freier Wasserflächen im Schweizer Hochgebirge*. Denkschriften d. Schweiz. Natf. Ges., Bd. 76, Abh. 2.
- MÄRKI, E. (1948): *Die Limnologie der schweizerischen Seen und Flüsse*. Zusammenstellung der Literatur seit 1900. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 11.
- (1951): *Limnologische Untersuchungen an Hochgebirgsseen in der Schweiz*. Verhandl. d. Int. Verein. f. theor. und angew. Limnol., Bd. 11.
- MAURER, J. und LÜTSCHG, O. (1924): *Einige Ergebnisse über die Verdunstungsgröße freier Wasserflächen im schweizerischen Hochgebirge*. Annalen MZA, Jg. 1923 (Zürich).
- MAYER, F. (1964): *Untersuchungen über Ausmaß und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit*. Zeitschr. f. Geomorphologie, H. 3.
- MERCANTON, P. L. (1954): *Aires englacées et altitudes des fronts des glaciers des Alpes suisses et leurs variations d'après l'Atlas Siegfried et la Carte nationale*. Assoc. int. Hydrol. sci. publ. 1939.
- MEYER, P. E. (1938): *Verlandung der Staubecken und Stauhaltungen von Kraftwerken*. «Wasser- und Energiewirtschaft», Jg. 30, H. 11.
- MINDER, L. (1941): *Über die Löslichkeit des Sauerstoffs in Gebirgsgewässern*. Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. (Zürich).
- MITTEILUNGEN des Amtes für Wasserwirtschaft (1939): *Deltaaufnahmen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft*. Nr. 34.
- MÜLLER, G. (1963): *Die rezenten Sedimente im Obersee des Bodensees*. «Die Naturwissenschaften» (Berlin).
- (1964): *Methoden der Sedimentuntersuchung* (Stuttgart).
- NAUMANN, E. (1930): *Einführung in die Bodenkunde der Seen*. «Die Binnengewässer», IX (Stuttgart).
- NIPKOW, F. (1929): *Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee*. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 1.
- NÜMANN, V. (1938): *Die Verbreitung des Rheinwassers im Bodensee*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Bd. 36.
- NYDEGGER, P. (1957): *Vergleichende limnologische Untersuchungen an sieben Schweizer Seen*. Diss. phil. (Bern). Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Hydrologie, Lieferung 9.
- OECHSLIN, M. (1955): *Die Gletscherschwankungen in den Schweizer Alpen*. «Die Alpen», Jg. 31.
- OHLE, W. (1934): *Chemische und physikalische Untersuchungen norddeutscher Seen*. Archiv f. Hydrobiol., Bd. 26.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter* (Leipzig).
- PESTA, O. (1929): *Der Hochgebirgssee der Alpen*. «Die Binnengewässer», VIII (Stuttgart).
- PETERS, T. (1961): *Tonmineralogische Untersuchungen an Glazialmergeln von Zollikofen und an aquitanen Tonen und Mergeln von Pieterlen*. Schweiz. Mineralog. u. Petrograph. Mitt., Bd. 41, H. 1.
- PORTNER, C. (1952): *La formation du sédiment calcaire du lac de Neuchâtel*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 14.
- RAMSEYER, R. (1952): *Geologie des Wistenlacherberges (Mont Vully) und der Umgebung von Murten (Kt. Freiburg)*. Diss. phil. (Bern), Eclogae geol. Helv., Bd. 34.
- RUTTNER, F. (1962): *Grundriß der Limnologie* (Berlin).
- SAUBERER, F. und ECKEL, O. (1938): *Zur Methodik der Strahlungsmessungen unter Wasser*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Bd. 37.
- SAUBERER, F. (1939): *Beiträge zur Kenntnis des Lichtklimas einiger Alpenseen*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Bd. 39.
- SAUBERER, F. und RUTTNER, F. (1941): *Die Strahlungsverhältnisse der Binnengewässer* (Leipzig).
- SAUBERER, F. (1947): *Beiträge zur Kenntnis der optischen Eigenschaften der Kärntner Seen*. Archiv f. Hydrobiol., Bd. 41.
- (1961): *Strahlungsmessungen unter Wasser*. Verhandl. d. Int. Verein. f. theor. u. angew. Limnol.
- SCHMASSMANN, H. (1956): *Die Ermittlung der Sauerstoff-Sättigungskonzentration*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 18.
- SCHMASSMANN, W. (1920): *Die Bodenfauna hochalpiner Seen*. Diss. phil. (Basel).
- SCHMIDT, W. (1915): *Über den Energieinhalt von Seen*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol.
- SCHMIDTLER, K. (1941): *Eisbeobachtungen am Starnberger See*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Bd. 41.
- SCHMOLINSKY, F. (1955): *Strahlungsuntersuchungen in Binnengewässern mit einigen Ergebnissen aus Seen im Hochschwarzwald und in der Schweiz*. Verhandl. d. Int. Verein. f. theor. u. angew. Limnol., Bd. 12.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B. (1935): *Schlammablagerungen des Saky-Sees als Tagebuch des Klimas*. Sammlung von «Saky-Kurort», Bd. 1.
- SPREITZER, H. (1963): *Größenwerte des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion*. Mitt. d. Nat. wiss. Vereins f. Steiermark, Bd. 93.
- STREIFF – BECKER, R. (1941): *Über die Entstehung glazialer Felsformen*. Vierteljahrsschrift d. Natf. Ges. in Zürich, Jg. 86.
- (1943): *Beitrag zur Gletscherkunde. Forschungen am Claridenfirn im Kt. Glarus*. Denkschr. d. Schweiz. Natf. Ges., Bd. 75, Abh. 2.
- STEINBÖCK, O. (1938): *Arbeiten über die Limnologie der Hochgebirgsgewässer*. Int. Revue d. ges. Hydrobiol., Bd. 37.
- SUCHLANDT, O. und SCHMASSMANN, W. (1935): *Limnologische Beobachtungen an acht Hochgebirgsseen der Landschaft Davos*. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 7.

- THIENEMANN, A. (1925): *Die Binnengewässer Mitteleuropas. Eine limnologische Einführung*. «Die Binnengewässer», Bd. 1.
 – (1955): *Die Binnengewässer in Natur und Kultur* (Berlin).
 THOMAS, E. A. (1950): *Beitrag zur Methodik der Produktionsforschung in Seen*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 12.
 (1951): *Produktionsforschungen auf Grund der Sedimente im Pfäffikersee und Zürichsee*. Verhandl. d. Int. Verein. f. theor. und angew. Limnol., Bd. 11.
 TROLL, C. (1925): *Methoden, Ergebnisse und Ausblicke der geochronologischen Eiszeitforschung*. «Die Naturwissenschaften», Bd. 13.
 TURNAU, V. (1906): *Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg*. Diss. phil. (Bern).
 VOLLENWEIDER, R. A. (1955): *Ein Nomogramm zur Bestimmung des Transmissionskoeffizienten*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 17.
 – (1960): *Beiträge zur Kenntnis optischer Eigenschaften der Gewässer und Primärproduktion*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., Bd. 12.
 WALSER, E. (1957): *Mesurés récentes des dépôts dans certains deltas suisses*. Assoc. int. hydrol. sci. gén. suisses (Toronto).
 WOLDSTEDT, P. (1954): *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs*. Bd. 1 (Stuttgart).
 WOLFF, H. (1947): *Hydrologische Untersuchungen an den hochalpinen Seen des S. Bernardino-Passes*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 10.
 ZENDER, J. (1908): *Sur la composition chimique de l'eau et des vases des grands lacs de la Suisse*. Diss. phil. (Genf).
 ZÜLLIG, H. (1956): *Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 18.
 – (1956): *Das kombinierte Ramm-Kolben-Lot, ein leichtes Bohrgerät zur vereinfachten Gewinnung mehrerer Meter langer, ungestörter Sedimentprofile*. Schweiz. Zeitschr. f. Hydrologie, Bd. 18.

LEBENS LAUF

Ich wurde am 6. Mai 1933 in Thun geboren. Von 1940–1944 besuchte ich die Primarschule in Hünibach und von 1944–1949 die Sekundarschule in Hilterfingen-Oberhofen. Anschließend trat ich ins Staatliche Lehrerseminar Hofwil-Bern ein und erwarb im Frühjahr 1953 das bernische Primarlehrerpatent. Hierauf wirkte ich zwei Jahre lang als Lehrer an der Primarschule Hohfluh-Hasleberg. 1955 begann ich das Sekundarlehrerstudium mathematisch-naturwissenschaftlicher Richtung an der Universität Bern. Von 1958–1966 war ich als Hauptlehrer an der Knabensekundarschule Kreis II, Bern, und von 1960–1962 zudem als Hilfslehrer am Staatlichen Lehrerseminar Hofwil-Bern tätig. Im Frühjahr 1966 erfolgte meine Wahl als Hauptlehrer ans Staatliche Lehrerinnenseminar Thun.

Im Anschluß an die Lehramtsschule besuchte ich neben meiner praktischen Lehrtätigkeit die Vorlesungen, Seminarübungen und Praktika in Geographie, Physik, Mathematik und Pädagogik bei den folgenden Herren Professoren an der Universität Bern: Gygax, Grosjean, Houtermans, Mercier, Geiss, Oeschger, Schürer, Schilt, Scherrer, Nef, Wilker, Gauss und Schmid.

